



# Approche métallogénique du "Greenstone Belt" de Bogoin (RCA). Sa minéralisation en or

Jean Biandja

## ► To cite this version:

Jean Biandja. Approche métallogénique du "Greenstone Belt" de Bogoin (RCA). Sa minéralisation en or. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1988. Français. NNT : . tel-01053229

**HAL Id: tel-01053229**

**<https://theses.hal.science/tel-01053229>**

Submitted on 30 Jul 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ACADÉMIE DE PARIS  
UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Mémoires des Sciences de la Terre

par M. Jean BIANJIA

pour obtenir le titre de DOCTEUR-INGENIEUR

Sujet de la thèse : "Approche métallogénique  
du "greenstone belt" de Bogoin (R.C.A.)  
Sa minéralisation en or".

n° 88-7

soutenue le 29 février 1988



Unité d'Enseignement et de Recherche des Sciences de la Terre  
4, place Jussieu - 75252 Paris cédex 05



THESE DE DOCTEUR-INGENIEUR

présentée

à l'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

par M. Jean BIANDEJA

pour obtenir le titre de DOCTEUR-INGENIEUR

Sujet de la thèse : "Approche métallogénique  
du "greenstone belt" de Bogoin (R.C.A.)  
Sa minéralisation en or".

n° 88-7

soutenue le 29 février 1988

devant le jury composé de :

MM. Michel TREUIL

Loïc GIORGI

Michel PERRIN

Georges POUIT

Guy ROGER

Jean-Eudes TEYA

Président

Examineur

"

"

Examineur-Rapporteur

Examineur-Invité





T A B L E  
=====

D E S  
=====

M A T I E R E S  
=====



## TABLE DES MATIERES

## PAGES

Résumé

Abstract

Avant-propos

### **CHAPITRE I : INTRODUCTION**

I. <u>Situation du sujet</u>	1
II. <u>Implications économiques</u>	5
III. <u>Cadre géographique</u>	6
A/ Situation géographique	6
B/ Géographie physique	6

### **CHAPITRE II : APERCU SUR LA GEOLOGIE DE LA R.C.A.**

I. <u>Les formations de couverture</u>	15
1) Les formations quaternaires	15
2) Le Tertiaire continental	17
3) Les formations fluvio-lacustres secondaires	18
4) Les formations fluvio-glaciaires primaires	19
II. <u>Les formations du socle</u>	21
1) Le Précambrien supérieur	21
2) Le complexe de base	28
III. <u>Travaux antérieurs sur la région de Bogoin</u>	33
1) La lithostratigraphie	33
2) Géochronologie	34
3) Tectonique	35

### **CHAPITRE III : LA GEOLOGIE DE LA REGION DE BOGOIN**

I. <u>Lithostratigraphie</u>	39
II. <u>Descriptions lithologiques</u>	46
A/ Les couvertures actuelles et sub-actuelles	46
a) La couverture latéritique	46
b) La couverture non latéritique	49

B/ Les formations du socle	49
a) <u>Le groupe supérieur protérozoïque</u>	49
1) Grès quartziques	50
2) Conglomérat de base	55
b) <u>Les formations métamorphiques du complexe de base archéen</u>	58
1) Métarhyolitoïde	59
2) Série rubanée	66
3) Itabirites	68
4) Gneiss-micaschistes	70
5) Amphibolites - roches vertes	80
6) Dyke de gabbro quartzique	105
7) Granitoïdes	114
 III. <u>Structures</u>	145
A/ Les structures plissées	145
B/ La tectonique cassante	147
C/ Schéma d'évolution des contraintes	151
D/ Les problèmes particuliers	153
 IV. <u>Métamorphisme</u>	154
V. <u>Identification d'une ceinture de roches vertes</u>	157
A/ Les caractères généraux	157
B/ L'ensemble de BOGOIN est-il une ceinture de roches vertes ?	159

## CHAPITRE IV : ETUDE GEOCHIMIQUE ET PETROLOGIQUE

I. <u>Introduction</u>	163
II. <u>Les amphibolites</u>	164
A/ Mobilité des éléments majeurs	164
B/ Abondance des éléments, anomalies	170
C/ Géochimie du magmatisme	171
III. <u>La formation granito-gneissique</u>	192
A/ Les éléments majeurs	192
B/ Les éléments en trace	199
C/ Définition de la lignée	204
IV. <u>Les métarhyolitoïdes</u>	207
A/ Les éléments majeurs	207
B/ Les éléments en trace	211
C/ Comparaison entre métarhyolitoïdes et granitoïde	211

## CHAPITRE V : LES MINERALISATIONS

I. <u>Historiques des travaux miniers</u>	221
A/ Minéralisation en fer	221
B/ L'or	222
II. <u>Etudes antérieures</u>	222
III. <u>Minéralisations primaires</u>	225
A/ Gîtologie	225
1) L'or dans les roches vertes	227
2) L'or des filons de quartz	231
B/ Altérations	242
C/ Teneurs en or des différents termes de la série lithologique	244
IV. <u>Concentration supergène</u>	251
1) L'or alluvionnaire	251
2) L'or dans la latérite	251
V. <u>Typologie et hypothèses génétiques</u>	254
A/ Typologie	254
B/ Hypothèse génétique	263

## CHAPITRE VI : CONCLUSIONS

I. <u>Géologie</u>	267
II. <u>Contrôle de la minéralisation</u>	268
III. <u>Comparaison avec d'autres régions aurifères</u>	268
a) En Centrafrique	268
b) Afrique : Sud-Ouest du Nigeria	270
c) Afrique du Sud : Barbeton	270
d) Les greenstone-belts de Belingwe (Zimbabwe)	271
e) Le greenstone-belt du NE du Zaïre	271
IV. <u>Plan d'évaluation du potentiel aurifère dans le secteur de BOGOIN</u>	272
A/ Intérêt d'une évaluation	272
B/ Plan de travail	274
Planches photographiques	277
Références bibliographiques	295
Liste des figures	309
Liste des tableaux	317



RESUME





## R E S U M E

### APPROCHE METALLOGENIQUE DU "GREENSTONE BELT" DE BOGOIN (R.C.A.). SA MINERALISATION EN OR.

La minéralisation aurifère primaire du secteur de Bogoin se présente sous forme d'un stockwerk quartzeux de direction N-S encaissé dans des roches vertes. Ces dernières appartiennent à une série métamorphique (limite faciès schistes verts-amphibolite) plissée en un synclorium de direction N-S qui dessine un "doigt de gant" dans un vaste massif granito-gneissique. La foliation principale (SP) est plan axial de cette structure. L'ensemble est réputé archéen. Le synclinal s'ennoie vers le Sud sous une couverture grésio-quartzitique protérozoïque supérieur.

Les granitoïdes sont en partie intrusifs dans la série métamorphique, comme le montrent des transformations endomorphiques au contact des roches vertes et des itabirites. Leur mise en place est anté- à syn-SP. Ils sont de type S et de caractère calco-alcalin. Des filonnets aplo-pegmatitiques marquent deux "migmatisations", l'une anté- à syn-SP, l'autre post-SP.

La série métamorphique comprend, de bas en haut : des roches vertes (amphibolites), des gneiss fins, des itabirites, une série rubanée volcano-sédimentaire couronnée par des métarhyolitoïdes de type calco-alcalin. Ces deux derniers termes n'avaient pas auparavant été décrits.

Le magmatisme basique est de type tholéiitique et les faciès ultra basiques peuvent correspondre à des cumulats résultant du processus de cristallisation fractionnée.

La découverte de tourmalinite dans le stockwerk aurifère montre l'intervention de fluides liés aux granitoïdes. Une première génération de quartz gris renferme des sulfures (pyrrhotite destabilisée en melnicovite-marcasite, pyrite, mispickel, chalcoppyrite) et l'essentiel de l'or libre. Une deuxième génération de quartz blanc est dépourvue de sulfures et renferme de faibles teneurs en or. Dans le secteur minéralisé, les roches vertes ont subi des altérations (chlorite, muscovite, trémolite-actinote, talc). Des anomalies en or existent dans les roches vertes altérées.

La minéralisation de Bogoin présente un certain nombre de caractères correspondant au type "zone de cisaillement aurifère". Son cadre géologique correspond bien aux ceintures de roches vertes. Dans ce contexte, des concentrations aurifères peuvent être recherchées dans tous les termes lithologiques, notamment les itabirites et la série volcano-sédimentaire.

#### MOTS CLES

Centrafrique - Or - Précambrien - Ceinture de roches vertes -  
Zone de cisaillement - Métallogénie - Géochimie - Magmatisme



A B S T R A C T  
=====



## A B S T R A C T

### METALLOGENIC APPROACH OF THE GREENSTONE BELT OF BOGOIN (R.C.A.). ITS GOLD DEPOSIT.

The Bogoin primary gold deposit is a N-S quartz stockwerk cross-cutting greenstones. These rocks are a term of a metamorphic series (limit greenschist-amphibolite facies), folded in a N-S trending syncline, that forms a glove finger indentation in a large granito-gneiss massif. The predominant foliation Sp is axial plane of that folded structure. All these rocks are considered of Archean age. The synclinal axis plunges southward under an upper-Proterozoic sub-horizontal gently folded cover made of sandstones and quartzites. Part of the granitoids intrude the metamorphic series, as shown by endomorphic transformations near the contact with greenstones and with itabirites. Their emplacement is ante to syn-SP. They are S-type and calc-alkaline. Aplopegmatitic veins are a mark of two migmatization episodes, the first one ante- to syn-SP, the second one post-SP.

From the bottom to the top, the succession in the metamorphic series is : greenstones (amphibolites), fine grained gneisses, itabirite, a banded volcano-sedimentary unit with at the top calc-alkaline meta-rhyolite. The two last terms of the series were not described in previous publications.

The mafic rocks are of tholeiitic type, and the ultramafic facies would be cumulates resulting from a fractional crystallization process.

The presence of tourmalinite associated with the gold-bearing stockwerk indicates the role of granitic fluid circulations. A first generation of grey quartz contains sulfides (pyrrhotite altered to melnicovite-marcasite, pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite), and the bulk of native gold. A second generation of white quartz is without sulfides and contains lower grades of gold. In the mineralized zone greenstones are altered (chlorite, muscovite, tremolite-actinolite, talc). The altered greenstones contain gold concentrations.

The Bogoin ore-deposit shows any features according the "gold-bearing shearzone" type. The geology setting is a well characterized greenstone belt. In that geological environment, gold concentrations can be prospected in all the different facies, and specially in the itabirites and in the volcano-sedimentary series.

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

# AVANT - P R O P O S





A ma mère

A mon père

A mes enfants

A mes frères et soeurs.



La forme finale du présent mémoire n'a été possible que grâce à la collaboration et le soutien de l'Equipe du CNRS UA-384 de PARIS VI et de SAINT-ETIENNE et du Ministère des Mines, de la Géologie et de l'Energie de la République Centrafricaine.

Il m'est impossible de citer les nombreuses personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail. Je leur exprime ici toute ma gratitude.

Je remercie plus particulièrement les personnes dont les actions ont été déterminantes, tous ceux, sans lesquels ce travail n'aurait jamais abouti.

J.E. TEYA, ancien Ministre des Mines, actuellement Conseiller à la Présidence de la République en matière des Mines, de la Géologie et de l'Energie a porté un intérêt particulier à ce travail depuis le début. Il n'a pas ménagé les moyens pour mener à bien ce travail. Qu'il trouve ici toute ma gratitude.

Sans M. FONTEILLES qui m'a recueilli dans son laboratoire après le départ du Pr. J. GLACON, je n'aurais jamais terminé dans de bonnes conditions mon travail. Je tiens à l'en remercier et à lui exprimer mon profond respect.

Le Pr. PERRIN m'a accepté au Département de Géologie qu'il dirige à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne. Il a mis à ma disposition les moyens impressionnants dont dispose l'Ecole. Il m'a fait découvrir l'ambiance de "famille" de l'équipe que je n'oublierai jamais. Je tiens à l'assurer de ma reconnaissance.

Je regrette n'avoir pas travaillé, depuis le début, avec G. ROGER, mon directeur de thèse, qui n'a jamais compté ni son temps, ni sa réflexion pour que ce travail soit à un niveau acceptable. Il m'a fait rentrer dans la sphère scientifique de Saint-Etienne. J'ai beaucoup profité et espère encore profiter de ses expériences. Qu'il sache que j'ai apprécié travailler avec lui.

J.L. BOUCHARDON n'a pas ménagé son temps pour la préparation de mon oral. Il est dommage que je n'ai pas bénéficié de ses expériences plus tôt. Je lui reste reconnaissant pour le mal qu'il s'est donné pour moi.

M. G POUIT, Ingénieur-Géologue en Chef au B.R.G.M., a bien voulu lire mon manuscrit et m'a fait l'honneur de participer au Jury, participation à laquelle je suis sensible.

Je voudrais exprimer ici ma reconnaissance au Pr. M. TREUIL du Laboratoire de Géochimie, qui m'a fait l'honneur de présider le Jury.

J. MOUTTE m'a initié à l'ICP et à l'informatique à Saint-Etienne. J'ai apprécié ses enseignements et son hospitalité.

J.C. SAUGUES du B.R.G.M. m'a initié à l'absorption atomique. Je l'en remercie.

Le personnel du Département de Géologie de l'EMSE a été pour moi une seconde famille dont je garderai longtemps le souvenir.

Que Melle N. HOSPITAL trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'elle a porté à ce travail.

Sans les techniciens du Laboratoire de Géologie Appliquée de PARIS VI et en particulier Mmes RICHARD, OBIDOL, MM. ANGOT, BOUDARD, peu de choses auraient été réalisées.

J'ai trouvé en C. DERRE une interlocutrice attentive.

Je n'oublierai pas mes collègues de la Direction des Mines de BANGUI qui ont bien voulu partager avec moi la vie dure de terrain.

Je n'oublierai pas non plus tous mes collègues de PARIS et ceux de SAINT-ETIENNE : les Sophie, Lili, Véronique, Marie-Luce, Arianne, Momo, Nouri, Manuel, Bruno. Je les remercie tous avec une pensée particulière pour V. CROZE.

Enfin, c'est à Kiwi, Ben, Sath, Malou, Fara, Roger, Shandra, Chantal qu'iront ces dernières lignes. Je les remercie pour leur affection et leur encouragements constants.

# CHAPITRE I

## INTRODUCTION

---



# CHAPITRE I

## INTRODUCTION

### I SITUATION DU SUJET

J.L. POIDEVIN, après avoir travaillé sur le greenstone-belt de BAKALA (POIDEVIN J.L. et al., 1982), Centre-Est de la République Centrafricaine (fig. 1) m'a proposé d'étudier la minéralisation en or du greenstone belt de BOGOIN au Centre-Ouest du pays et au Nord de BANGUI.

Dès lors, un certain nombre de problèmes se présentaient qu'il allait falloir résoudre :

- 1/ Vérifier l'hypothèse selon laquelle le complexe de Bogoin est bien un greenstone-belt.
- 2/ Etudier la tectonique et le métamorphisme et faire ressortir leur rôle éventuel sur les concentrations économiques de l'or.
- 3/ Etudier le comportement de l'or en profondeur (sondages).

Présenté ainsi; il n'est pas évident que la résolution des problèmes soit aisée. Cela nécessite, en effet, un vaste programme de travail qui ne peut être envisagé dans le cadre d'une thèse de Docteur-Ingénieur, tant on est limité dans le temps et dans les moyens, aussi bien financiers que logistiques.



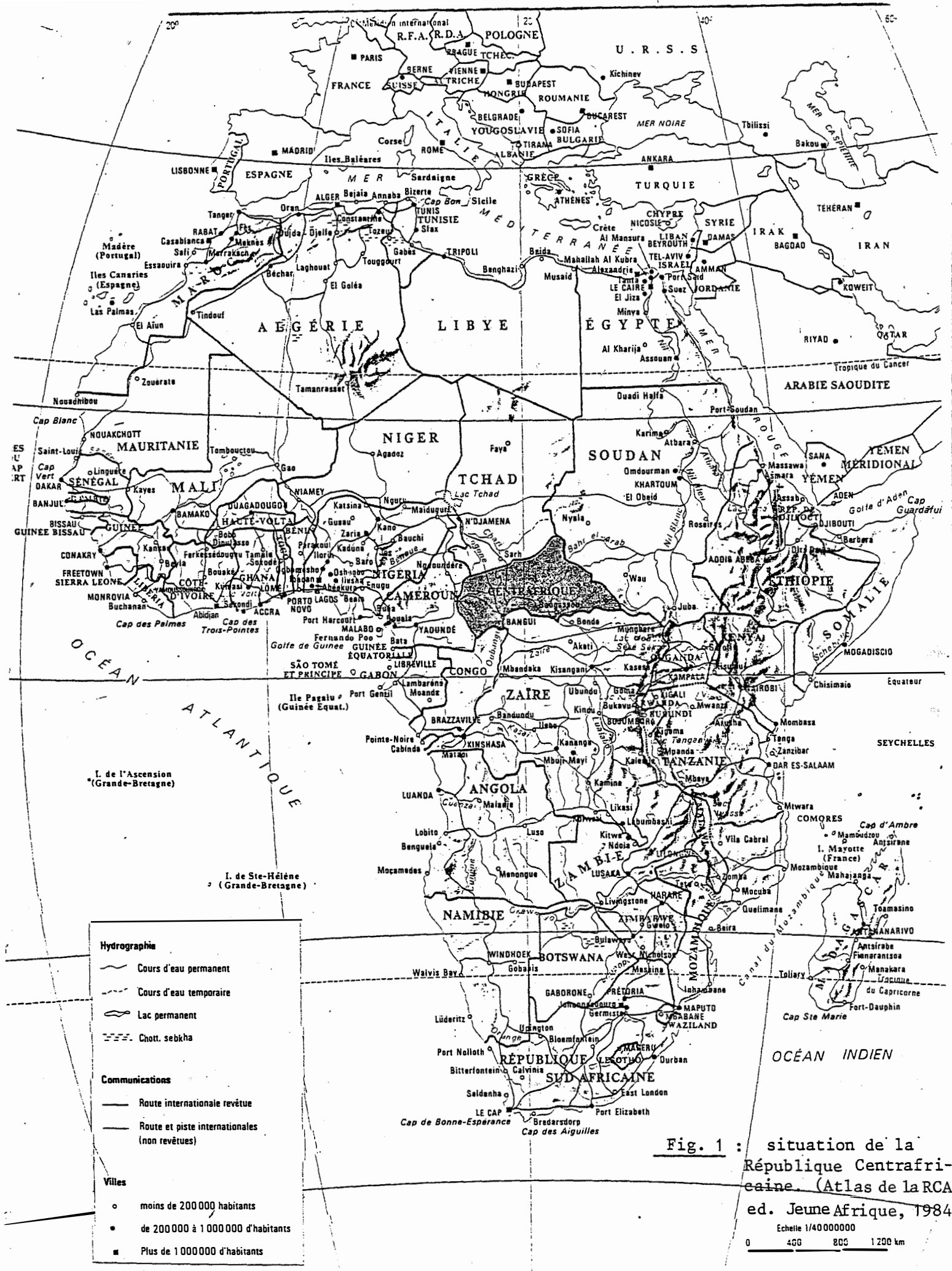
Toutefois, il est possible, de choisir et cerner dans ce programme, les cibles charnières et ne pas approfondir les autres non moins importantes mais qui peuvent ne pas être des handicaps pour l'étude de la minéralisation de l'or.

Les Géologues qui ont travaillé dans la région se sont tous interrogés sur l'origine de l'or à Bogoin sans pour autant développer le sujet, le fer étant leur principal objectif.

De la bibliographie faite par J.L. MESTRAUD (1982), à partir de documents, en majorité introuvables à ce jour, il ressort que :

- 1/ A.D. HUGUES (rapport BUMIFOM, 1950), en examinant le gisement de Bogoin, indique que "les schistes métamorphiques sont traversés par d'innombrables stockwerks et quelques filons de quartz". Il affirme que les teneurs en or de ces filons atteignent 40-100 g/t. L'or est libre et généralement fin. quelques pépites se rencontrent dans les cavernes du quartz.
- 2/ P. LENKCHEVITCH (1953) indique également que l'or se présente de deux manières différentes :
  - a) directement dans la roche "où il apparaît comme interstratifié".
  - b) dans les filons toujours au contact avec les épontes.

Il indique, par ailleurs, que d'après P. ROUX, alors concessionnaire de Bogoin, les sulfures sont rarement rencontrés dans l'exploitation et même dans les travaux situés au-dessous du niveau hydrostatique.



Cependant, certains indices lui font soupçonner la présence de la pyrite dans le gisement. En fait, G. POUIT (1954) en a fréquemment rencontré dans les chloritoschistes ou amphiboloschistes avec un peu de chalcopryrite.

- 3/ N. VARLAMOFF (rapport BUMIFOM, 1956) met en doute le rôle de filons de quartz et affirme "qu'il s'agit d'une minéralisation d'un type bien différent de tout ce qui a été rencontré jusqu'à présent en AEF"

J.L. MESTRAUD contaste que, malheureusement, ce dernier n'a pas précisé en quoi ce gisement est différent et que N. VARLAMOFF a surtout visité au GABON et en OUBANGUI (actuelle R.C.A.) des gisements où le quartz est le véhicule incontestable de la minéralisation.

Il pense que les éléments réunis par VARLAMOFF lui permettent d'envisager une minéralisation en liaison avec les roches basiques transformées en amphiboloschistes riches en sulfures aurifères. L'or, au-dessus du niveau hydrostatique, dans les zones d'oxydation se serait libéré pour se rassembler quelquefois en pépite dans l'éluvion et venir se concentrer au contact des amphiboloschistes et des filons de quartz.

- 4/ Cet auteur ajoute que "tous les auteurs et plus particulièrement P. LENK-CHEVITCH, notent la liaison entre les formations aurifères et les quartzites ferrugineux" et il constate que "cette liaison est trop fréquente pour être fortuite".

J.L. POIDEVIN identifie le premier dans les roches vertes des komatiites (communication orale) et attribue au complexe métamorphique l'appellation de greenstone-belt. Il retient l'hypothèse d'une relation génétique possible entre cette roche ultrabasique et l'or.

Qu'en est-il réellement ?

Nous espérons que ce modeste travail contribuera à résoudre les problèmes posés, ou du moins à répondre à certaines questions.

## **II IMPLICATIONS ECONOMIQUES**

En ce qui concerne l'impact que peut avoir ce travail, une simple étude des cours du métal sur le marché international montre l'importance que peut revêtir pour mon pays l'exploitation des gisements d'or.

Si l'exploitation de l'or, qui a commencé avec l'arrivée des Français (1890), a permis l'extraction de 12 T du métal jusqu'en 1952, elle est réduite pratiquement à néant jusqu'en 1980 pour amorcer une nouvelle ascension encore timide à ce jour.

Plusieurs facteurs ont joué dans cette chute :

- 1/ D'abord, les sociétés françaises étaient à bout de souffle après la deuxième guerre mondiale, elles devaient contribuer à l'effort de la reconstruction de la FRANCE dévastée. Cela se traduisait en impôts.
- 2/ L'approche de l'indépendance pressentie fit abandonner des concessions et des permis d'exploitation.
- 3/ L'extrême mauvaise gestion du pays, depuis l'indépendance par les différents gouvernements successifs a eu raison des derniers exploitants français restés.
- 4/ Enfin et surtout la montée du dollar américain et la baisse du cours de l'or pendant les années 60 et 70 faisant vendre ce métal à un prix tellement dérisoire,

que les artisans exploitants nationaux ne pouvant vivre de ce travail, abandonnèrent les derniers chantiers.

Le Ministère des Mines fit monter la taxe à l'exportation des pierres précieuses à 22 %.

Les bureaux d'achat prélevaient ces taxes sur les collecteurs qui leur vendaient ces produits. Les collecteurs, à leur tour, les répercutaient sur les artisans.

Il est important de noter que ces derniers, ainsi démunis, voient le reste de leur production partagée moitié-moitié avec ces collecteurs en raison de l'aide logistique qu'ils leur apportent. Les artisans souvent regroupés en famille, se partagent le restant.

Si, à la fin de tous ces partages, l'artisan peut se retrouver avec une miette grâce à la production du diamant qui se vend bien pour un moindre travail, il n'est pas évident que ce soit le cas pour l'or.

Cela aboutit naturellement à une alternative :

- l'abandon total de la production de l'or pour celle du diamant,
- le développement à outrance de l'exportation de l'or et du diamant vers des marchés plus prometteurs, en l'occurrence le CONGO, le TCHAD et le CAMEROUN où la taxe à l'exportation varie entre 3 et 6 %.

Très longtemps, les artisans ont choisi le premier terme de l'alternative pour adopter à partir de 1980 le second qui continue de se porter très bien à ce jour.

Car, des efforts évidents ont été fait pour ramener la taxe à 12 % pour le diamant et à 3 % pour l'or, il y a encore beaucoup à faire pour rendre compétitif le marché Centrafricain par rapport aux voisins. Et les artisans continuent de se voir durement pénalisés par ces 12 % et 3,5 %, alors que le cours de l'or est des meilleurs en ce moment.

En outre, le cycle de la commercialisation n'a pas changé.

C'est alors qu'intervient la nécessité d'aborder une politique de production adéquate qui n'est possible qu'avec une politique de recherche réelle. D'où la nécessité d'inventorier les diverses formations susceptibles de porter des minéralisations d'or.

C'est ce qui a guidé notre choix pour l'étude du "greenstone-belt", qui est réputé être l'un des contextes favorables pour l'or dans le monde.

### **III CADRE GEOGRAPHIQUE**

#### **A/ Situation géographique**

BOGOIN est un village situé à 45 km de DAMARA sur la route DAMARA-BOGANGOLO, soit à 120 km au Nord du BANGUI, la capitale de la REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE (fig. 2 et 3).

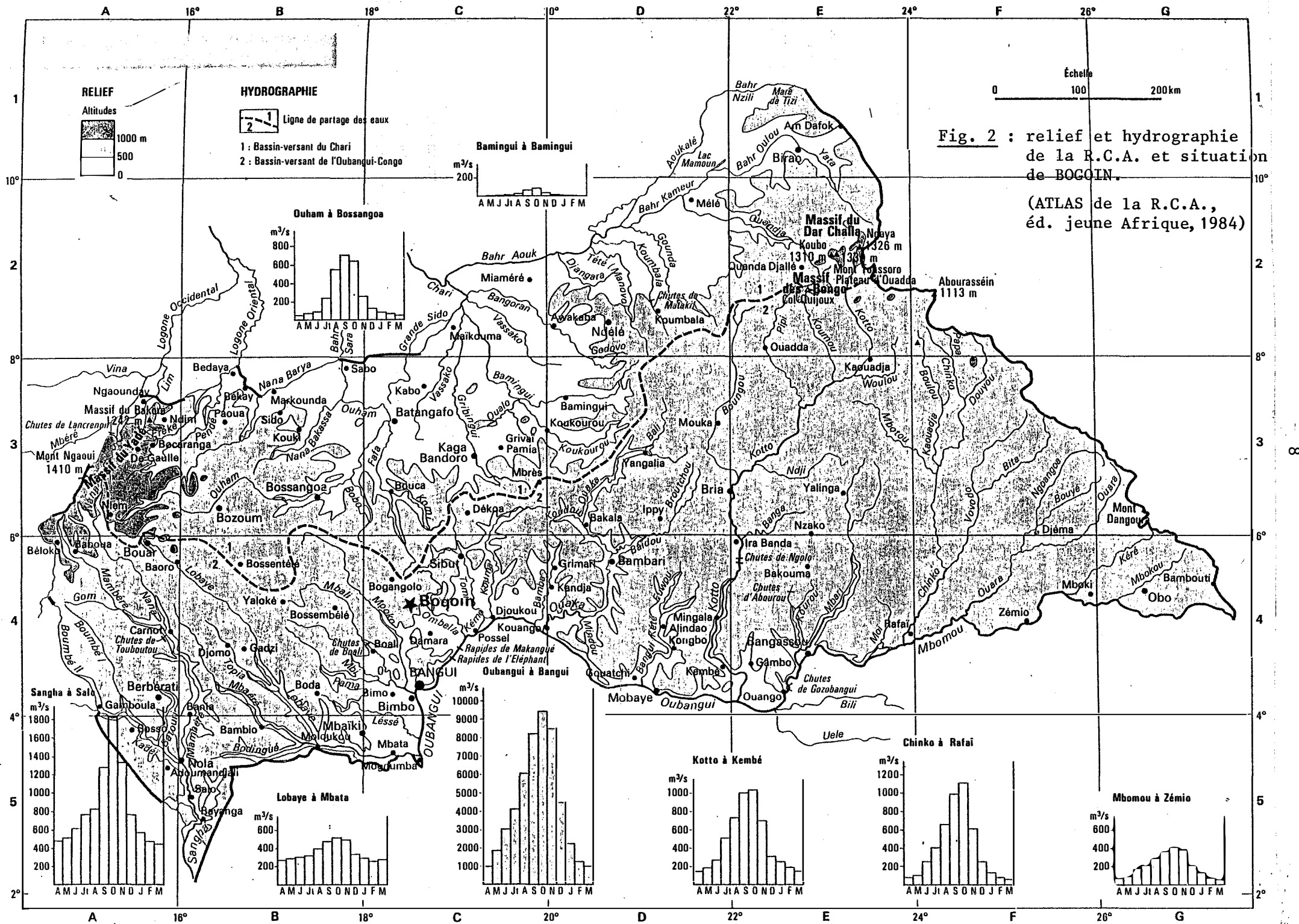
L'ancienne carrière de la SOREXMO se situe à une dizaine de km au Sud du village de BOGOIN. On y accède par une piste carrossable qui débouche sur la grand-route au niveau du village.

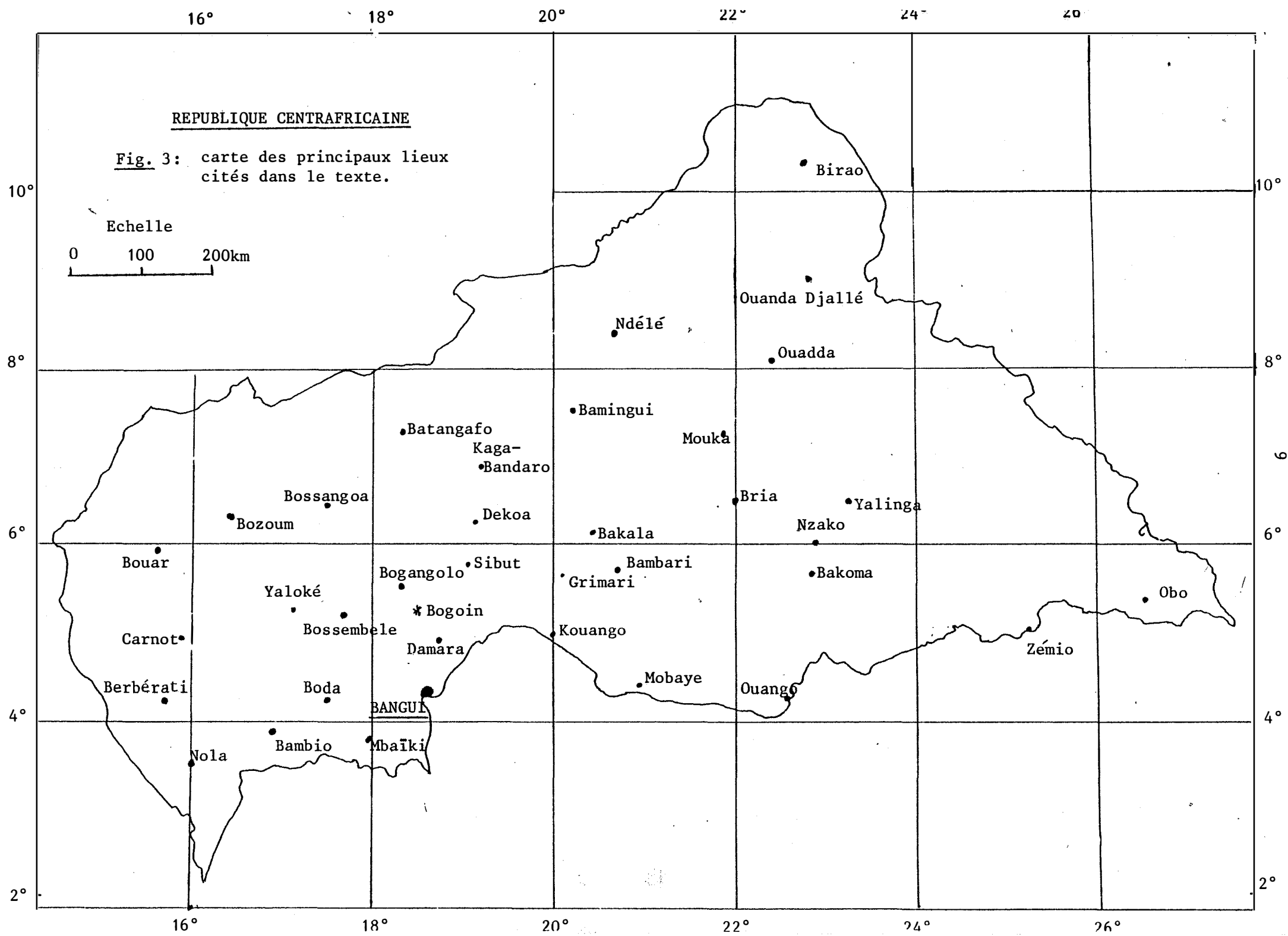
La zone qui fait l'objet du présent travail est limitée au Nord par le parallèle-Nord  $5^{\circ}10'$ , au Sud par le parallèle-Nord  $5^{\circ}$ , par la longitude  $18^{\circ}20'$  à l'Ouest et la longitude  $18^{\circ}30'$  à l'Est.

#### **B/ Géographie physique**

##### **a) le relief**

Le relief de la région est accusé. C'est un moutonnement de collines arrondies que dominent les crêtes vives des quartzites ferrugineux.







### b) le climat

BOGOIN n'est qu'à 120 km de BANGUI dont le climat présente une alternance régulière de saison de pluies et de saison sèche. La saison sèche débute en novembre et se termine habituellement en mai (fig. 4).

En saison sèche, l'harmattan, vent alizé du Nord très sec balaie tout le pays.

La saison de pluies est caractérisée par la mousson qui souffle du Sud apportant la pluie. L'humidité, à cette saison, est à son paroxysme. Les averses sont alors très fréquentes faisant relever le régime pluviométrique à une moyenne de 1650 mm (fig.4).

Au cours de l'année, la variation de la température s'étend entre 20°C et 30°C (fig. 4).

### c) la végétation

La région se trouve en zone de transition entre le climat équatorial et le climat tropical avec la végétation qui en découle : la savane boisée.

C'est une formation herbeuse, continue parsemée d'arbustes d'essences diverses. C'est le type de végétation le plus répandu en Centrafrique.

En saison des pluies, les herbes poussent et dépassent deux mètres de haut. Les arbres offrent une couronne touffue et la région devient alors une forêt d'arbres épars à sous-bois impraticable.

En saison sèche, tout cela disparaît pour laisser place à des arbres effeuillés sans sous-bois réel.

Le long des cours d'eau, nous avons des forêts permanentes et denses.

### d) hydrographie

Le réseau hydrographique de BOGOIN, assez dense, a un régime essentiellement torrentiel. Les principaux cours d'eau qui



baignent la région sont des affluents de la MPOKO et sont permanents comme cette dernière : ce sont la WALEMBOU, la TOROKPO, la YAKANGA et la MBI.

Leurs affluents sont à sec en saison sèche.

#### e) la faune

La savane de BOGOIN est très giboyeuse. On rencontre surtout des singes, des phacochères, des antilopes, des gazelles etc. Le seul gros gibier est le buffle sauvage. Les fauves sont rares.

C'est le lieu de prédilection de divers petits et gros oiseaux tel que le toucan, la caille et toute la multitude d'autres oiseaux rencontrés en Centrafrique. Les moustiques et les moucheron abondent.

#### f) la population

Elle est composée presque exclusivement de NGBAKA-MANDJA.

Les MANDJA et les BANDA sont rares et ne sont pas en général autochtones. Les GBANOU et les PEUHLS sont d'implantation récente.

#### g) l'économie

L'activité économique est réduite sinon absente après la fermeture de la carrière d'or de la Société SOREXMO qui appartenait à P. ROUX. Cette Société était prospère et fournissait du travail aux autochtones.

En ce moment, seuls quelques orpailleurs travaillent d'une façon très rudimentaire.

L'agriculture se résume à la culture de manioc, de riz et de légumes en général, pour la consommation locale.

L'élevage des boeufs est pratiqué par les PEUHLS.

## CHAPITRE II

### APERCU SUR LA GEOLOGIE DE LA REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE

---



## C H A P I T R E    I I

### APERCU SUR LA GEOLOGIE DE LA REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE

En République Centrafricaine, les formations géologiques peuvent être divisées en deux ensembles :

- les formations de couverture
- les formations de socle.

#### I LES FORMATIONS DE COUVERTURE

Quatre formations composent la couverture. Ce sont de haut vers le bas :

- les dépôts quaternaires,
- le tertiaire continental,
- les formations fluvio-lacustres secondaires,
- les formations fluvio-glaciaires primaires.

Les formations de couverture couvrent le bassin du TCHAD au Nord et celui du CONGO au Sud.

#### 1/ Les formations quaternaires

R. DELAFOSSE (1960 a,b,c) distingue deux ensembles de dépôts quaternaires :

- les formations alluviales récentes ( $a_2$ ) constituées de sables fins et grossiers,
- les formations néo-tchadiennes ( $a_1$ ) sablo-argileuses.

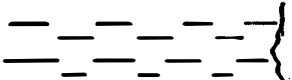
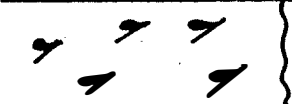

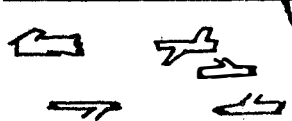
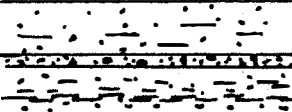
QUATERNAIRE	Alluvions récentes				sable fin, parfois gravier	alluvions actuelles
		Pléistocène sup.	27m		gravier	alluvions sub-actuelles et terrasses supérieures à outils acheuléens III
		Pléistocène moyen	40m		grès	terrasses à outils acheuléens II
		Pléistocène inférieur			grès	terrasses à outils non datés
	néo-Tchadien	Villafran-chien	20m		sable avec des niveaux argileux	fossiles
Tertiaire	Paléo-Tchadien					

Fig.5 : Colonne stratigraphique schématique des dépôts fluviatiles quaternaires d'après la succession proposée par J.L. MESTRAUD (1982 p.9)

J.L. MESTRAUD (1982) n'en distingue qu'un seul (a) non différencié.

Les descriptions de G. BERTHOUMIEUX et F. DELANY (1956 et 1957), F. DELANY (1956 a,b et 1957 b), J. GERARD et J.L. MESTRAUD (1958 a), R. DELAFOSSE (1960 a,b,c), J.P. WOLFF (1962 a) et J. GERARD et la succession stratigraphique posée par J.L. MESTRAUD (1982) nous permettent de représenter sous forme d'une colonne stratigraphique schématique les formations quaternaires (fig. 5).

## 2/ Le Tertiaire continental

On distingue les formations paléo-tchadiennes ou Continental Terminal dans le Nord-Nord Ouest de la R.C.A. des formations des plateaux de BAMBIO que l'on retrouve à la surface des grès mésozoïques de CARNOT au Sud-Ouest du pays et, enfin, les argilites supérieures du plateau de MOUKA-OUADDA.

Aucune succession n'ayant été proposée pour les plateaux de BAMBIO, nous nous contentons de dire que F. DELANY et J. DELORME (1956) et G. et J. GERARD (1953) confirment leur appartenance au Tertiaire continental.

Dans le Logone, Ph. WACRENIER (1953) distingue de haut vers le bas :

- la cuirasse de BENGAMBRE,
- les sables et grès rubéfiés et les argilites,
- les grès et argilites, les grès et cuirasses ferralitiques.

Dans le nord de BOSSANGO (J. GERARD, 1961, 1963, G. POUIT, 1959), Les termes suivants sont décrits :

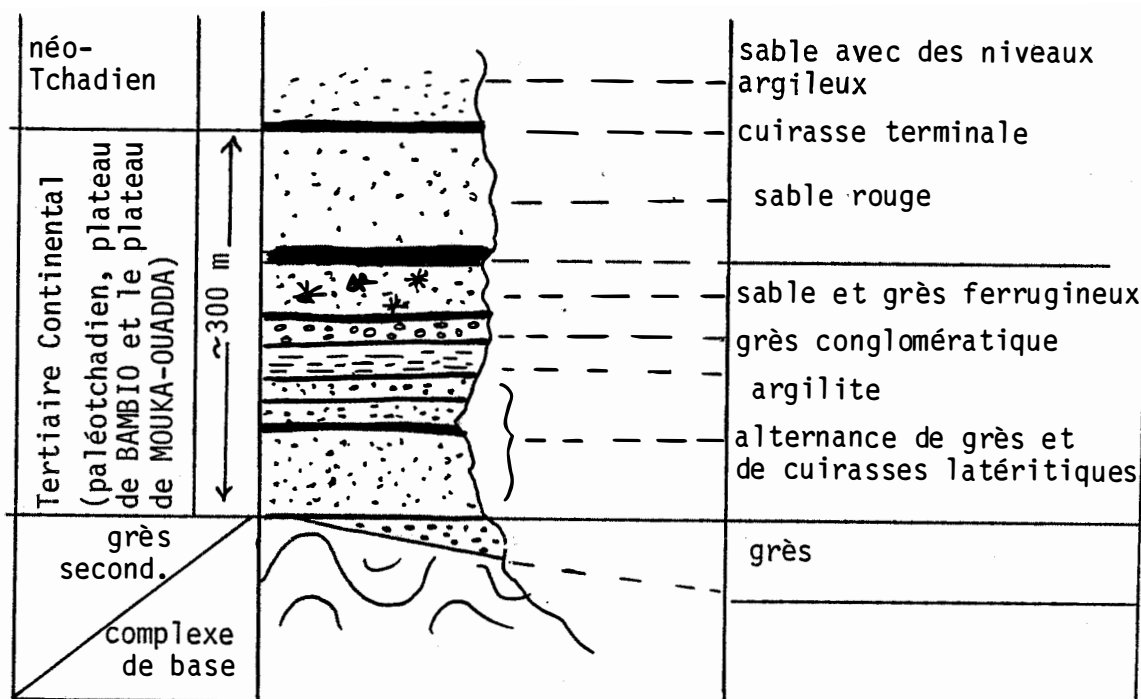
- les sables rouges,
- les grès conglomératiques, les grès grossiers arkosiques, les grès beiges arkosiques, les lentilles d'argiles blanches et les cuirasses latéritiques.



A NDELE (F. DELANY, 1959), on retrouve :

- les sables rouges,
- les grès inférieurs.

Nous proposons un schéma lithologique synthétisant ces descriptions (fig. 6).



**Fig. 6** : Colonne stratigraphique du tertiaire continental d'après la description de Ph. WACRENIER (1953), F. DELANY (1959), G. POUIT (1959), J. GERARD (1961, 1963).

### 3/ Les formations fluvio-lacustres secondaires

Les formations fluvio-lacustres secondaires sont réparties comme suit :

- les grès de CARNOT dans le Sud-Ouest,
- les grès de MOUKA-OUADDA dans l'Est.

Les deux ensembles présentent chacun deux étages :

- . à la base, une formation fluvio-lacustre (KWANGO) inférieur, Crétacé) reposant sur une série fluvio-glaciaire équivalent du LUKUGA (Carbonifère supérieur) au ZAIRE. Cette série est un ensemble de conglomérats, de grès conglomératiques et d'argilites.

Sa puissance est comprise entre 20 et 150 m.

- . au sommet, une formation fluvio-lacustre, l'équivalent du KWANGO supérieur (Crétacé) du ZAIRE. Cet ensemble débute à sa base par des conglomérats, puis des grès avec intercalations d'argilites et vers le toit des grès fins à stratifications entrecroisées et des lits de galets avec des intercalations d'argiles indurées.

Sa puissance est de 180 m en moyenne.

Malgré l'impossibilité qu'ont les auteurs ayant travaillé sur les grès à proposer une coupe de la formation fluvio-glaciaire qui soit valable pour l'ensemble des grès, surtout en ce qui concerne les grès de MOUKA-OUADDA, nous présentons ici la coupe schématique des grès de CARNOT, à titre d'indication. La similitude des faciès d'ailleurs l'autorise (Fig. 7).

#### 4/ Les formations fluvio-glaciaires primaires

Ces formations, dont la zone d'affleurement est assez restreinte, a fait successivement l'objet des travaux de J.DELORME (1952), F. DELANY et J. DELORME (1956), M. MORIN (1959), P. LOUIS (1960) et J.P. WOLFF (1962).

Ces formations qu'on ne rencontre qu'à l'Ouest du pays, sont constituées de deux faciès (fig. 8) :

- à la base, les tillites,
- au sommet, les argilites associées à des grès et des lentilles de calcaires.

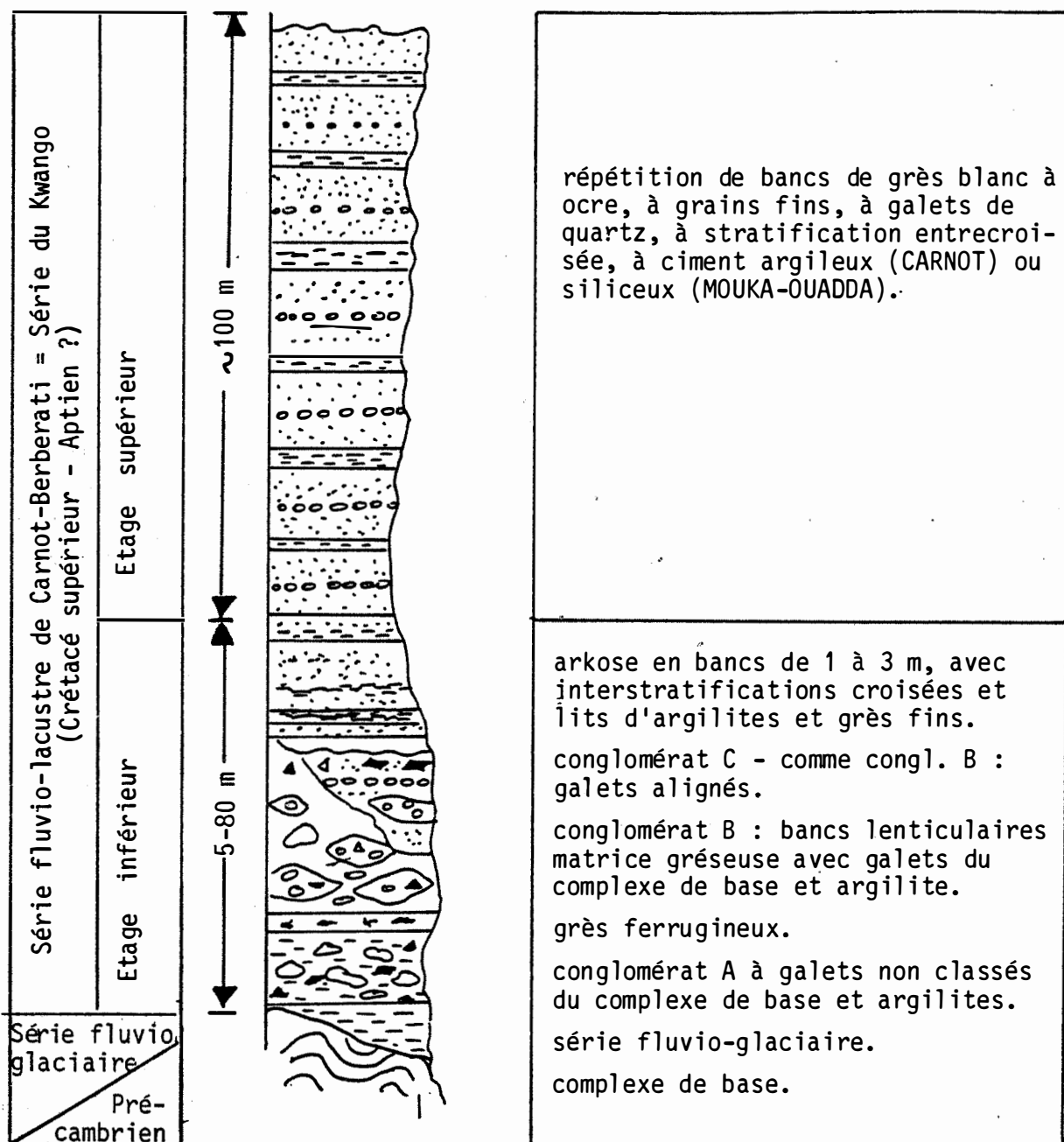
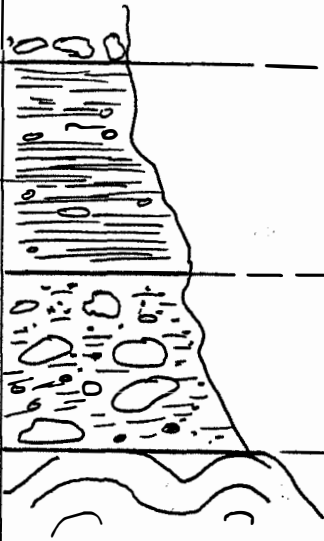


Fig. 7 :

Colonne stratigraphique de la Série fluviolacustre secondaire de MOUKA-OUADDA et de CARNOT-BERBERATI, d'après la description de F. DELANY et J. DELORME. (1956)

Second.	Formation fluv.-lac.			grès de CARNOT
PRIMAIRE	FORMATIONS FLUVIO- GLACIAIRES PRIMAIRES	?		argilite à grains très fins finement feuilletée rubanée, stratifiée et à nodules gréseux.
				Tillite à nodules de calcaire à gangue argilitique parfois gréseuse.
ARCH.	complexe de base			

**Fig. 8** : Colonne stratigraphique schématique des séries fluvioglaciaires primaires d'après les descriptions de J. DELORME (1952), F. DELANY et J. DELORME (1956), M. MORIN (1959), P. LOUIS (1960) et J.P. WOLFF (1962).

## **II LES FORMATIONS DU SOCLE**

Les formations du socle sont divisées en un complexe de base archéen et un groupe supérieur protérozoïque en discordance majeure sur le précédent.

Ces formations ont fait l'objet de maints travaux sur toute l'étendue du pays, mais des successions lithostratigraphiques ont pu être établies dans quelques secteurs seulement. Nous utiliserons simplement la description de ces séries sans lesquelles la géologie de notre secteur de travail serait mal comprise.

### **1/ Le Précambrien supérieur** = (groupe supérieur protérozoïque)

Le Précambrien supérieur appelé depuis 1961 par J.P. WOLFF "le Groupe Supérieur" pour désigner les formations de la région de YALINGA-est couvre une très grande superficie en R.C.A. On le trouve aussi bien à NOLA (sud-ouest), à KOUKI (nord-ouest), à MORKIA (sud-est), à COUMBAL (nord-est) et à BANGUI-MBAIKI dans la partie centrale.

a) la série de NOLA

Nous regroupons sous cette appellation la série de NOLA s.s. et le complexe tillitique de la BANDJA.

Des travaux de J.P.WOLFF (1953 et 1963 a), il ressort que la série présente la succession suivante :

Protérozoïque	complexe tillitique de la BANDJA	conglomérat hétérogène à éléments de quartzites et de grès-quartzites de grande taille à ciment pyriteux.
	La série de NOLA s.s.	_____ discordance probable _____
		schiste argileux
		grès quartzites massifs passant au grès schisteux à chlorite et séricite ----- conglomérat de base : éléments de quartzite à micas aplatis et alignés
Archéen	Complexe de base	_____ discordance majeure _____ série de Bole

Tableau 1 : La succession dans la série de NOLA d'après les travaux de J.P. WOLFF (1953, 1963a).

Le tableau 1 nous a permis de présenter la série de NOLA, sous forme de colonne lithostratigraphique, en fixant arbitrairement les puissances sur lesquelles nous ne disposons pas de données.

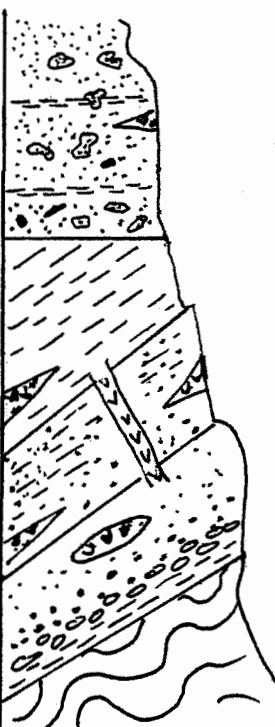
	conglomérat hétérogène à éléments de quartzites et de grès-quartzites à ciments pyriteux.	complexe tillitique de la BANDJA		
	schiste argileux	Série de NOLA s.s.	Groupe Supérieur	PROTEROZOÏQUE
	grès quartzites massifs passant au grès schisteux à chlorite et séricite et avec des diabases.			
	conglomérat de base à éléments de quartzites à micas alignés.			
	série quartzite-schisteuse.	Série de la BOLE	complexe de base	ARCHEEN

Fig. 9 : Colonne lithostratigraphique schématique de la Série de NOLA d'après la description de J.P. WOLFF (1962).

#### b) la série de BANGUI-MBAIKI

La série de BANGUI-MBAIKI a été décrite successivement par V. BABET (1939), P. LEGOUX et V. HOURQ (1943), G. et J. GERARD (1946, 1952, 1956), M. NICKLES (1952b), Ph. WACRENIER (1954a,b,c, 1960), J.P. WOLFF (1952b) et J.L. POIDEVIN (1976a).

La série de BANGUI-MBAIKI comprend le système de la LOBAYE à la base et la série de ZINGA-BOBASSA au sommet. Le sommet de la LOBAYE est appelé "série de BANGUI" par J.L. POIDEVIN (1976a) et la série de ZINGA-BOBASSA est appelée "série de FATIMA".

Selon la succession de J.L. MESTRAUD (1982, p.31) et celle de J.L. POIDEVIN (1976a), nous pouvons établir le tableau 2 :

Protér. sup.	Série de ZINGA-BOBASSA	Série de FATIMA	faciès argileux dominant avec faciès arenacés fins subordonnés et intercalations carbonatées, Ti, Qc, Cf
			— discordance —
Protér. moyen	Lobaye Sup.	Série de BANGUI	alternance de faciès grossiers avec des faciès péli- tiques Q-S
			faciès arenacés grossiers dominants et faciès péli- tiques subordonnés (conglomérats + schistes) Q <sub>1</sub> , Sn, S <sub>1</sub> , Q <sub>2</sub>
Archéen	complexe de base	Série de la YANGANA	— discordance —
			Ya

Tableau 2 : La succession dans la série de BANGUI-MBAIKI d'après la description de J.L.MESTRAUD (1982) et celle de J.L. POIDEVIN (1976a).

Ti, Qc, Cf, Q, S, Q<sub>1</sub>, Sn, S<sub>1</sub>, Q<sub>2</sub>, Ya,  
d'après J.L. POIDEVIN (1976a) - voir Fig. 10

A l'aide de ce tableau, nous avons établi une colonne stratigraphique schématique (fig. 10), que nous corrérons avec celle de J.L. POIDEVIN (1976a). Nous utiliserons, en outre, l'échelle de ce dernier.

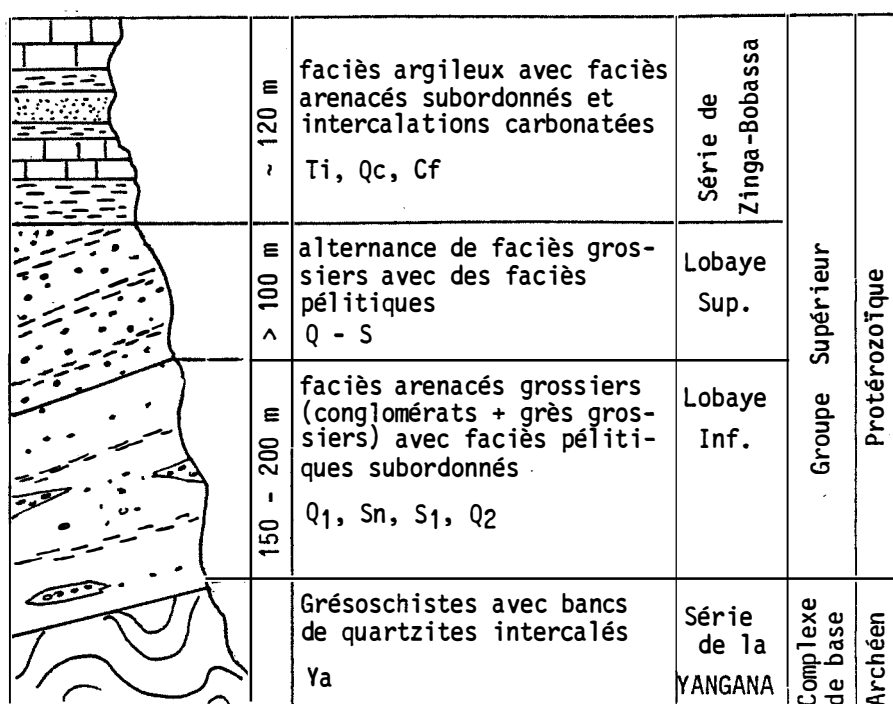


Fig. 10 : Succession stratigraphique de la Série de BANGUI-MBAIKI

c) les séries de la région de BAKOUMA

Les successions lithologiques de cette région ont été proposées successivement par G. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968), J.L. POIDEVIN (1976) et J.L. POIDEVIN et al. (1980/1981).

Les derniers qui ont complété les travaux de G. BIGOTTE et al. ont présenté la succession suivante (tableau 3) :

Groupe supérieur		Série de DIALINGA	grès et pélite
	200-300 m	Série de BAKOUMA	dolomie diversement colorée largement cristalline
	50-130 m	Série de la BONDO	argiles varvées, tillites, argiles rouges
	50-100 m	Série de la MBANIA	pélites à fins niveaux détritiques intercalés
	≈ 400 m	Série de NAKANDO	grès
			discordance
		Série de BOUGBOULOU	alternance de quartzites, grès et pélites micacées
Complexe de base	?	Série de BANGUI-KETTE	quartzites micacés, micaschistes à biotite, 2 micas et grenats.

Tableau 3 : La série de BAKOUMA d'après J.L. POIDEVIN et al. (1980/1981).

Nous rapportons dans la figure 11 la colonne stratigraphique de G. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968) en tenant compte de la modification apportée par J.L. POIDEVIN et al. (1980/1981) :



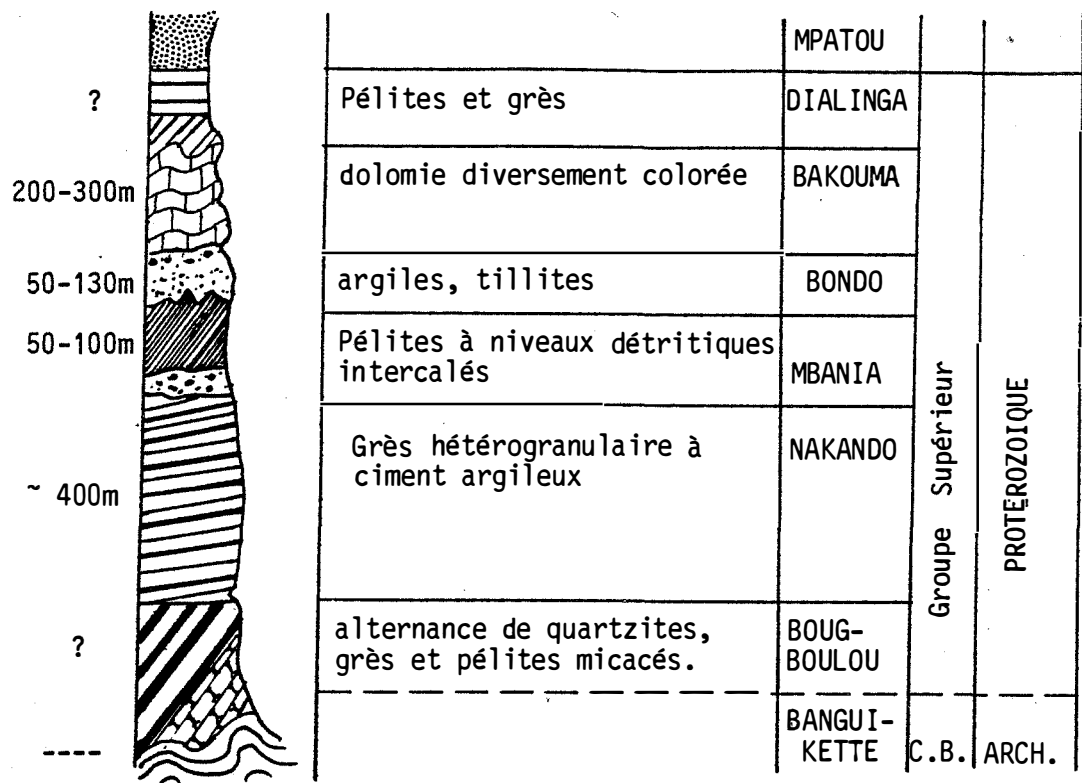


Fig. 11 : Colonne stratigraphique de la série de BAKOUMA (G. BIGOTTE et G. BONIFAS, 1968) avec la modification de J.L. POIDEVIN et al. (1980/1981).

- C.B. : complexe de base archéen (arch.).

Nous utiliserons les correlations faites par CAHEN et al. (1984, p.245) pour comparer les formations centrafricaines avec celles des pays voisins (tableau 4).

D'une façon générale :

1- Le Groupe supérieur débute au Protérozoïque moyen. Il y a donc une lacune de sédimentation entre l'Archéen et le Protérozoïque moyen. Toutefois, des publications récentes mentionnent la présence du Précambrien C en Centrafrique.

C'est le cas de :

- M. CORNIACCHIA et L. GIORGI (1986) selon lesquels les séries de BANGUI, YANGANA, YAJI et par conséquent le greenstone de BOGOIN pourraient être du Précambrien C.

Nous verrons par la suite l'importance de cette information qui n'est pas, pour l'instant, soutenue par des données géochronologiques.

1. Bangui (Central African Republic) (Poidevin 1976)	2. Equator region (North-west Zaïre) (Aderca 1950; Verbeek, 1970; Brière 1970; Mignon 1971)	3. Bakouma region (Central African Republic) (Bigotte and Bonifas, 1968; Leclerc 1968; Pouclet <i>et al.</i> (1982)	4. Ituri region (North-east Zaïre) (Verbeek 1970)
<p>Upper</p> <p>super-</p> <p>group</p> <p>Fatima group</p> <p>massive pink-coloured limestone 40 m</p> <p>grey limestone with thin pelitic horizon 200 m</p> <p>grey fetid dolomite</p> <p>black conglomeratic quartzite &gt; 300 m</p> <p>Mixite ?</p> <p>unconformity</p> <p>Lower</p> <p>super-</p> <p>group</p> <p>Bangui group</p> <p>alternating quartzites and pelites (Q-S); pelites increasing towards top</p> <p>light-coloured quartzites (Q<sub>1</sub>) 120 m</p> <p>slates and shales (S<sub>1</sub>) and black sandy pelites &gt; 100 m</p> <p>light-coloured quartzites (Q<sub>2</sub>) 150-200 m</p>	<p>Ubangian supergroup</p> <p>Upper group</p> <p>Gemena quartzites 220-250 m</p> <p>unconformity</p> <p>Lower group</p> <p>mauve-coloured pelites with abundant fine-grained sandy beds, sporadic lenses of carbonate rocks and chert locally conglomerates several hundred m</p> <p>unconformity</p> <p>Liki-Bembe supergroup</p> <p>carbonate-bearing pelites with some limestones; pelites with some quartzites</p> <p>marked overlap</p> <p>light-coloured quartzites with conglomerate at base</p> <p>movements; overlap?</p> <p>carbonate-bearing pelites, carbonates, pelites, quartzites and conglomerates (and black or green pelites).</p>	<p>Dialinga pelites and quartzites</p> <p>Bakouma carbonate rocks</p> <p>Bondo 'fluvo-glacial' complex and black pelites 50-130 m</p> <p>Mbania pelites, often carbonate-bearing, etc. 50-300 m</p> <p>Nakando quartzites with some conglomerates 300-1000 m</p> <p>unconformity</p> <p>Bougoulou group, light-coloured quartzites, micaceous quartzic pelites, chert and jasp. horizons; pelites are brown to mauve, also black</p> <p>(Lower) mixite</p>	<p>Aruwimi group</p> <p>Yanduya subgroup</p> <p>Banalia arkoses 1200 m</p> <p>Malili subgroup</p> <p>Akolo shales, with dark grey limestones and dolomites 350-400 m</p> <p>Galamboge quartzites 100-150 m</p> <p>disconformity to unconformity</p> <p>Bombua subgroup</p> <p>Kole shales (brownish-red) 100 m</p> <p>Mamungi shales with fine-grained zoned pink dolomite and oolitic limestone. The shales are brown to mauve 250-500 m</p> <p>Panga subgroup</p> <p>Bobwambale arkoses and conglomerates 50-250 m</p> <p>marked overlap</p> <p>Akwokwo mixite</p> <p>disconformity or unconformity</p> <p>Asoso shales with cherts and some sandy horizons 50 m</p> <p>Ituri group</p> <p>Lenda limestones and dolomites (grey colour) 50-100 m</p> <p>Panga-arkoses and light-coloured quartzites 40 m</p> <p>unconformity on basement</p>

Tableau 4 : corrélations suggérées entre le Supergroupe lindien et les terrains similaires au Nord du ZAIRE et de la REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE.

D'après CAHEN *et al* (1984 p.245).

- J.L. POIDEVIN (1986) attribue le complexe amphibolitique de l'OUHAM au Protérozoïque inférieur (c'est à dire au Précambrien C).

Il souligne toutefois que ce complexe amphibolitique ne doit pas être assimilé aux greenstones de BOGOIN, des BANDAS et de BOUFOYO, qui sont du complexe de base archéen.

Notons que le Précambrien C correspond au Birimien en Afrique de l'Ouest et Pharusien au TCHAD.

2- Le Groupe supérieur est composé de sédiments détritiques arenacés grossiers à la base, et de sédiments pélitiques au sommet, avec des conglomérats soit de base, soit interstratifiés, et rarement des séquences carbonatées.

3- Les intrusions basiques (sills et dykes) sont partout rencontrées.

4- Le Groupe est affecté par des plissements, des fractures et surtout très souvent par un système de faille.

En définitive, nous retiendrons, pour illustrer les successions stratigraphiques en Centrafrique, la colonne stratigraphique de G. BIGOTTE et G. BONIFAS (1968) modifiée par la description de J.L. POIDEVIN et al. (1980/1981) à laquelle nous ajouterons à la base le conglomérat rencontré, aussi bien à l'Ouest qu'au Centre du pays et qui fait défaut à l'Est (Fig.11).

## 2/ Le complexe de base

Le complexe de base a été étudié par un assez grand nombre d'auteurs. Leurs travaux ont porté sur les occurrences que l'on rencontre sur presque toute l'étendue de la République Centrafricaine.

De toutes ces études, il ressort, selon J.L. MESTRAUD (1982, p.97, état de connaissance en 1963), qu'on ne parvient

qu'à une conception très générale "... le complexe de base de la République Centrafricaine est essentiellement constitué, dans ses assises inférieures, par des formations argileuses, issues de sédiments marins de grande profondeur" (p.97). Il existe, selon lui, localement, probablement par variation latérale de faciès, des formations calco-magnésiennes, qui prennent de l'importance considérable dans les régions de BOSSANGOA et de BANGASSOU. Là, elles se substituent aux dépôts argileux avec des intercalations basiques d'origines plutoniques.

Les assises supérieures sont, elles, des formations grésoschisteuses avec des intercalations schisteuses, d'importance variable.

Il a proposé la succession suivante (carte géologique de la R.C.A. au 1 500 000, interprétation au 31/12/1963) :

#### Faciès cristallophylliens :

- schistes épimétamorphiques dominant (à sérécite, à chlorite), quartzites (S)
- quartzites dominants (à sérécite, à muscovite, à chlorite), quartzites vitreux, quartzites feldspathiques conglomérat quartzeux, quartzito-schistes, micaschistes (Q)
- micaschistes dominants (à muscovite, à deux micas, carburés, à grenats, à disthène) ( $\xi$ ), quartzites, amphiboloschistes ( $\xi a$ )
- gneiss à micas ( $\zeta m$ ), à amphibole ( $\zeta a$ ), à pyroxène ( $\zeta p$ ), à leptynites ( $\zeta l$ )
- amphibolites, amphibolopyroxénites, pyroxénites
- formations charnockitiques ou faciès malgachitique (C)
- complexe de base indifférencié (D).

#### Faciès cristallins :

- intrusions basiques recristallisées (BD)
  - sub-alkalin  $\gamma II$
- granites en massifs circonscrits: calco-alkalin  $\gamma III$ 
  - calco-sodique  $\gamma IV$
- granites hétérogènes concordants:
  - . syncinématiques  $\gamma s$
  - . d'anatexie  $\gamma a$

J.L. POIDEVIN (1976), proposant un nouveau schéma stratigraphique du pays, subdivise le complexe de base en quatre formations. Ce sont, du bas vers le haut :

- le complexe amphibolo-pyroxénique du MBOMOU,
- la série gneisso-charnockitique,
- les greenstone belts,
- la série quartzo-schisteuse.

A partir de cette succession, nous avons établi une colonne stratigraphique schématique (fig. 12).

Nous noterons qu'aucune continuité sur le terrain n'a été observé par aucun auteur. Ce qui nous amène à adopter cette dernière succession avec beaucoup de réserves pour toute l'étendue du pays.

Ces formations cristallophylliennes archéennes sont associées à des granites hétérogènes concordants et des granites en massifs circonscrits.

Elles sont aussi associées à des intrusions basiques dont la majorité est intrusive dans le complexe de base.

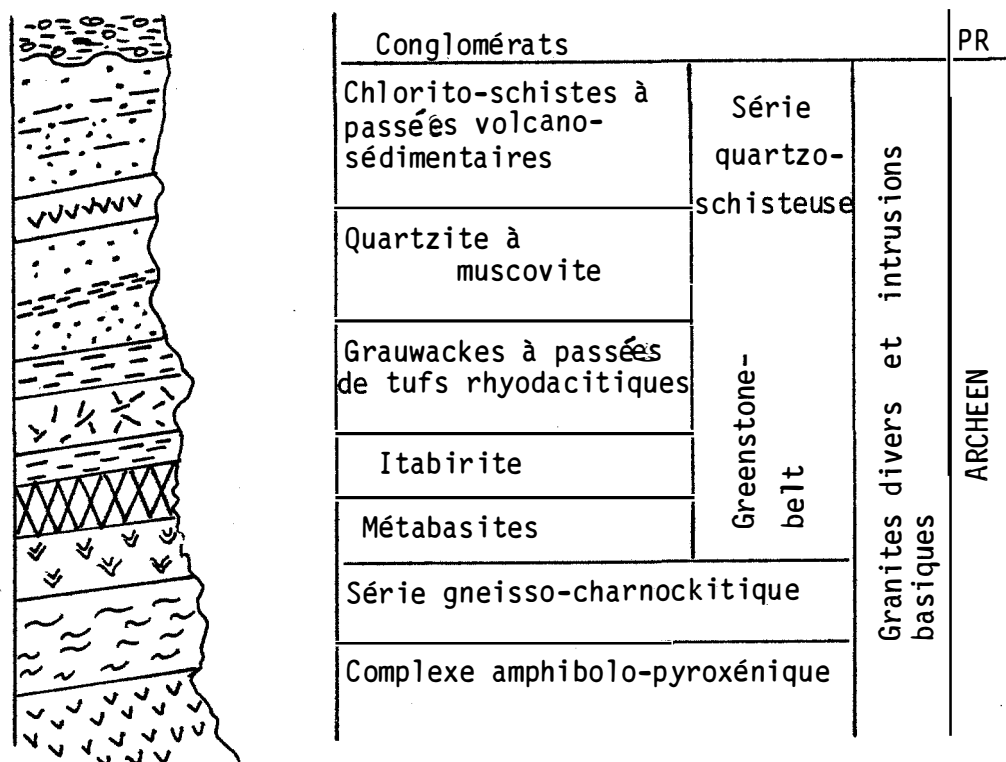
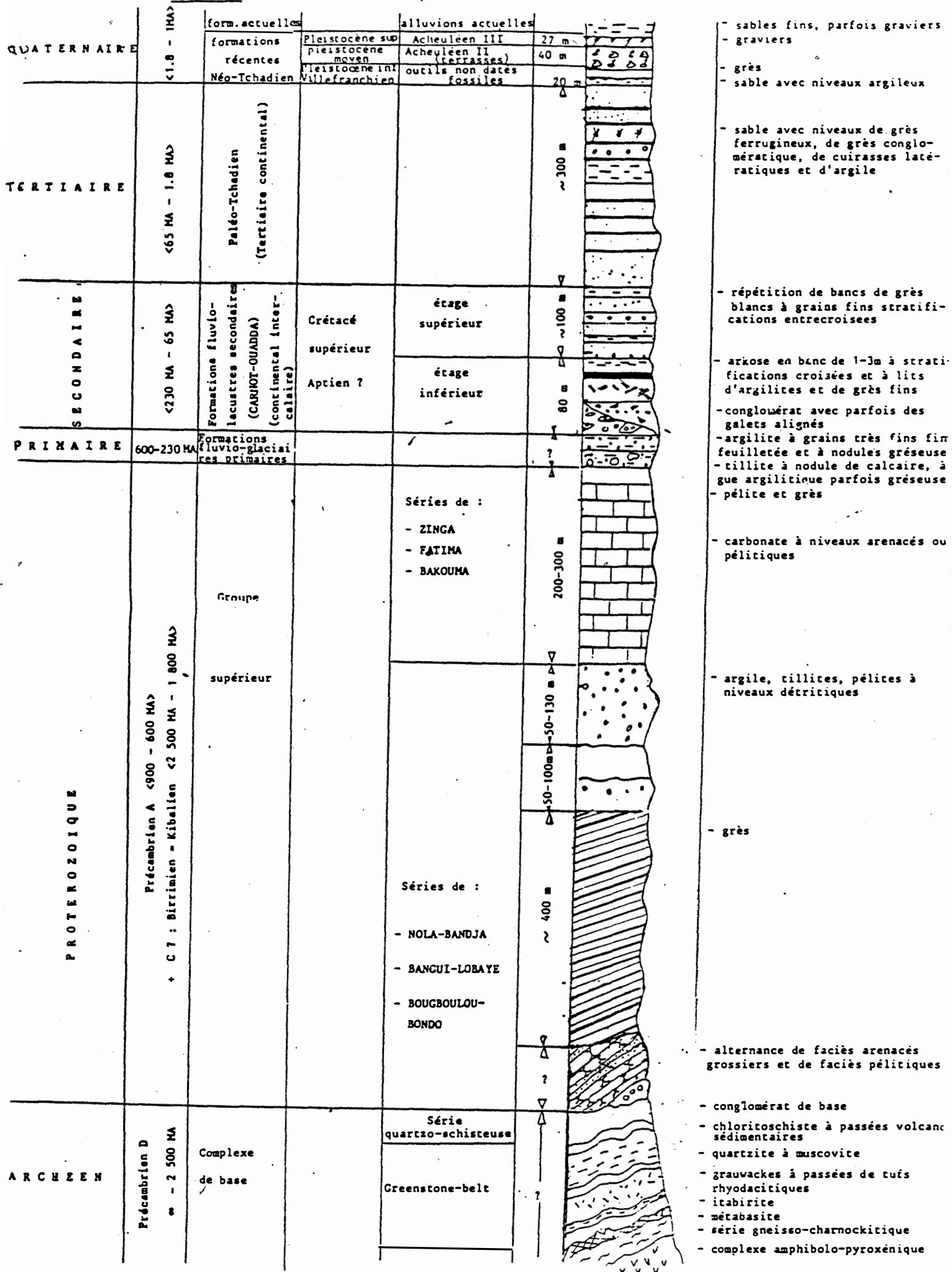
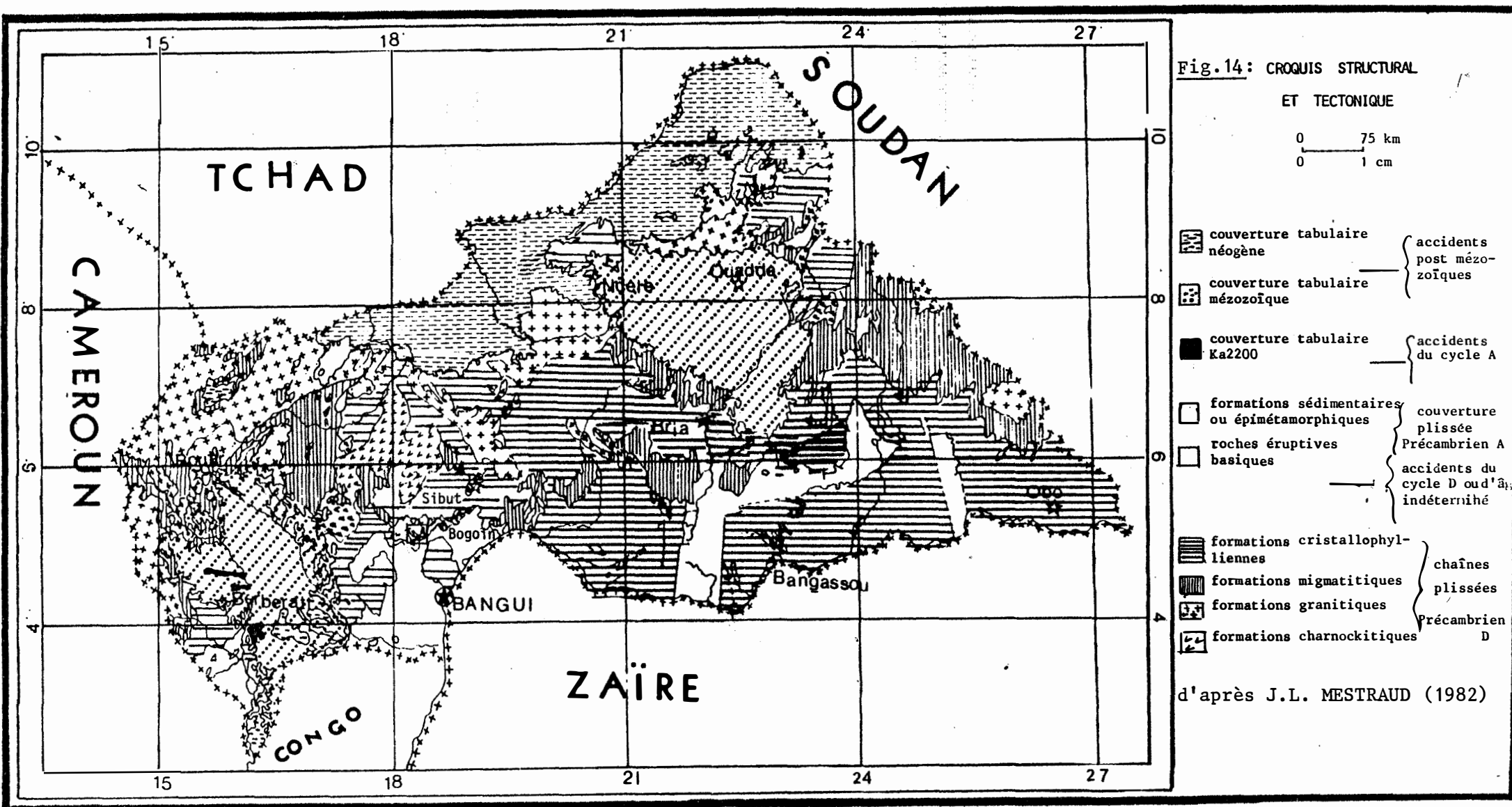


Fig. 12 : Colonne stratigraphique schématique du Complexe de base d'après la succession proposée par J.L. POIDEVIN (1976b).

Fig. 13 : Succession stratigraphique schématique générale de la R.C.A.





d'après J.L. MESTRAUD (1982)

### Conclusion :

A l'issue de cette étude bibliographique, nous proposons la succession stratigraphique schématique suivante (Fig.13).

La carte (fig. 14) de J.L. MESTRAUD nous permet de retrouver les grandes divisions stratigraphiques sur l'étendue du pays.

### III TRAVAUX GEOLOGIQUES ANTERIEURS SUR LA REGION DE BOGOIN

En dehors des travaux de prospection de LENK-CHEVITCH (1953) et Ph. WACRENIER (1955), G. POUIT (1955 a) a été le premier à effectuer une étude géologique assez détaillée de la région de BOGOIN.

Un certain nombre de Géologues, depuis, sont passés, mais pour des travaux ponctuels, autour de la "Montagne de fer".

Ainsi, J.P. WOLFF (1962), dans le cadre de la mission stratégique-BANGUI, devait faire une esquisse géologique de la région.

A. APOSTOLOU et son équipe ont établi une carte au 1/1000 du secteur de la montagne de fer, carte introuvable à ce jour.

J.L. POIDEVIN (thèse en cours), M. CORNACCHIA et L. GIORGI (thèse en cours) travaillent actuellement dans la région.

#### 1/ La lithostratigraphie

En l'état actuel des connaissances, outre les couvertures récentes à sub-récentes, la géologie de BOGOIN consiste en un "panneau" cristallophyllien dans un massif de granite hétérogène parsemé de petites enclaves basiques (G. POUIT, 1955 a). Les terrains métamorphiques sont représentés par des faciès quartzitiques très recristallisés, à muscovite et parfois à biotite avec des intercalations de quartzites ferrugineux (itabirites) et des "schistes" en bancs ou en lentilles.

Les intercalations de "schistes" sont des micaschistes à deux micas, à biotite et amphibole, des amphibolo-schistes riches en épidote et des chloritoschistes.



Le complexe cristallophyllien, d'orientation structurale générale Nord-Sud, représente un synclinal pincé en fond de bateau au sein du granite.

Les Ingénieurs de la Société minière (1957) contestent la structure synclinale attribuée à l'ensemble cristallophyllien, ils estiment qu'il représente un résidu réfractaire à la migmatisation et que le pendage permanent Ouest et l'absence de ces formations en position symétrique est anormal. Ils proposent par contre le schéma d'une formation sans "racine véritable ou interrompue par une migmatisation".

Nous verrons dans le présent travail qu'il existe bien cette formation en position symétrique.

J.L. POIDEVIN (1984) reconnaît dans les formations basiques et ultrabasiques de BOGOIN des tholéiites et des komatiites, surmontées par des itabirites. Il pense qu'il s'agit d'un greenstone-belt archéen comme celui des BANDAS au Centre de la R.C.A. et de BOUFOYO à l'Ouest dont les études sont inédites.

## 2/ Géochronologie

Il était admis jusqu'à présent par presque tous les auteurs que les formations cristallophylliennes de BOGOIN sont d'âge archéen. Aucune autre formation n'est signalée en dehors de la couverture actuelle et sub-actuelle (latérite, alluvions et terre meuble).

J.L. MESTRAUD (1982, p.49) attribue les enclaves de BOGOIN à la série de LIN qui est la base du système de la MPOKO, réparti comme suit, du haut vers le bas :

- série supérieure quartzitique de la MBI,
- série moyenne schisteuse de la PAMA,
- série inférieure quartzitique du LIN (ou de la MPOKO).

Cependant, comme il a été signalé plus haut, selon M. CORNACCHIA et L. GIORGI (1986), le greenstone-belt de BOGOIN pourrait être du Précambrien C, c'est à dire du Protérozoïque inférieur (Birrimien).

Dans le présent travail, nous verrons qu'il existe bien deux formations d'âges différents en raison des métamorphismes et des positions stratigraphiques.

Mais il est important de noter qu'à ce jour, il n'existe aucune datation.

### 3) Tectonique

Tous les auteurs sont d'accord sur les directions des failles principales dans cette région, Nord-Sud et Est-Ouest.

LENKCHEVITCH (1953 inédit) observe que les fractures Est-Ouest sont plus nombreuses et que, toutes, ont des pendages verticaux. Selon lui, ce sont elles "qui donnent l'apparence faussement schisteuse aux roches gabbroïques". Il propose la chronologie suivante (tableau 5) :

VI	mise en place : quartz stérile	
V	mise en place : quartz aurifère tourmaline aprites	
IV		poussée Est-Ouest
III	mise en place : amphibolite	
II		altération hydrothermale poussée Nord-Sud
I	mise en place : gabbro	

Tableau 5 : La chronologie des phénomènes tectoniques proposés par LENKCHEVITCH (1953, inédit).

D'après cette chronologie qui sera également commentée dans le chapitre minéralisation, les failles Nord-Sud sont postérieures à celles Est-Ouest.

- M. AURIOL (1963, inédit) et A. APOSTOLOU et al. (1972, inédit) signalent également des fractures dont les témoins sont les décrochements verticaux et horizontaux observés.

## **CHAPITRE III**

### **LA GEOLOGIE DE LA REGION DE BOGOIN**

---



## C H A P I T R E   I I I

### LA GEOLOGIE DE LA REGION DE BOGOIN

#### I LA LITHOSTRATIGRAPHIE

De nos travaux de terrain, il ressort que, comme les auteurs antérieurs l'ont constaté, la géologie de BOGOIN consiste en un ensemble cristallophyllien (réputé archéen) en enclave dans un massif granitique (fig. 15 et 16).

Cet ensemble cristallophyllien forme un synclinal allongé du Nord vers le Sud. Dans la partie sud, ce synclinal décrit une virgation vers l'Ouest. Sa frontière occidentale est une crête qui domine la région, alors que la partie orientale est en partie prise sous une couverture gréseuse qui forme le paysage moutonné.

Nous adoptons dans le présent travail, pour simplifier, l'âge archéen pour les formations cristallophyllienne et protérozoïque pour les formations siliceuses qui recouvrent la première en discordance, âges qui pourront être précisés par des datations en cours (Ph. VIDAL et Y. VIALETTE, Clermont-Ferrand sur les échantillons de M. CORNACCHIA, L. GIORGI et J.L. POIDEVIN).

L'ensemble cristallophyllien est constitué du bas vers le haut (fig. 17 et tableau 6) :

- d'une formation de roches vertes souvent schistosés avec des noyaux massifs,
- de gneiss fins à deux micas,
- de quartzites à oligistes (itabirites),

- d'une formation siliceuse, litée et sulfurée ("tuffite"),
- d'une formation métavolcanique acide (métarhyolitoïdes).

Cet ensemble est très redressé et a, en général, un pendage ouest.

Un dyke de gabbro a été rencontré au sein de la formation siliceuse litée.

Cet ensemble disparaît vers le Sud-Est sous une série grés-quartzique, sub-horizontale ondulée protérozoïque. On note aussi la présence de couvertures latéritique et non latéritique.

La couverture protérozoïque comprend du bas vers le haut :

- un conglomérat de base, à l'aspect schisteux,
- des grès-quartzites grossiers,
- des grès-quartzites à grain fin plus massifs.

Le grès-quartzite couvre une grande proportion de la partie sud-est de la zone étudiée et se présente en langue s'élargissant vers le Sud.

La partie nord de la région est couverte d'une carapace latéritique, alors que l'Ouest est caractérisé par des îlots de couvertures non latéritiques grises.

Les lits des cours d'eau sont recouverts d'alluvions. Sous ces couvertures et surtout au-delà, s'étend le granite.

Le granite couvre une partie non négligeable du territoire étudié. C'est un granite porphyroïde qui passe, parfois, insensiblement à un granite à grain plus fin.

Vers le contact avec les formations cristallophylliennes, le granite se charge de biotite qui lui donne l'aspect schistose orienté nord-sud le rendant concordant avec ces dernières formations.

Le granite est parcouru de filons de quartz et de pegmatites dont la densité croît à l'approche des formations cristallophylliennes. Ces pegmatites et ces filons de quartz ont une direction préférentielle nord-sud, mais parfois, l'intensité des filons sécants donne à la roche un aspect grillagé.

Légende commune à toutes les cartes

latérite



grès quartzique



conglomérat de base



métarhyolitoïde

formation siliceuse à sulfures  
et à épidote

itabirites



gneiss fin à feldspath



roches vertes



orthogneiss



granite équancé ou à grain fin



gabbro quartzique



foliation



stratification



1 schistosité de fracture

1- oblique

2- verticale



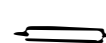
2 contour d'affleurement



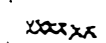
axe de pli



pendage de filon



filon de quartz



roche broyée



faille



faille supposée



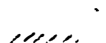
contact



contact supposé

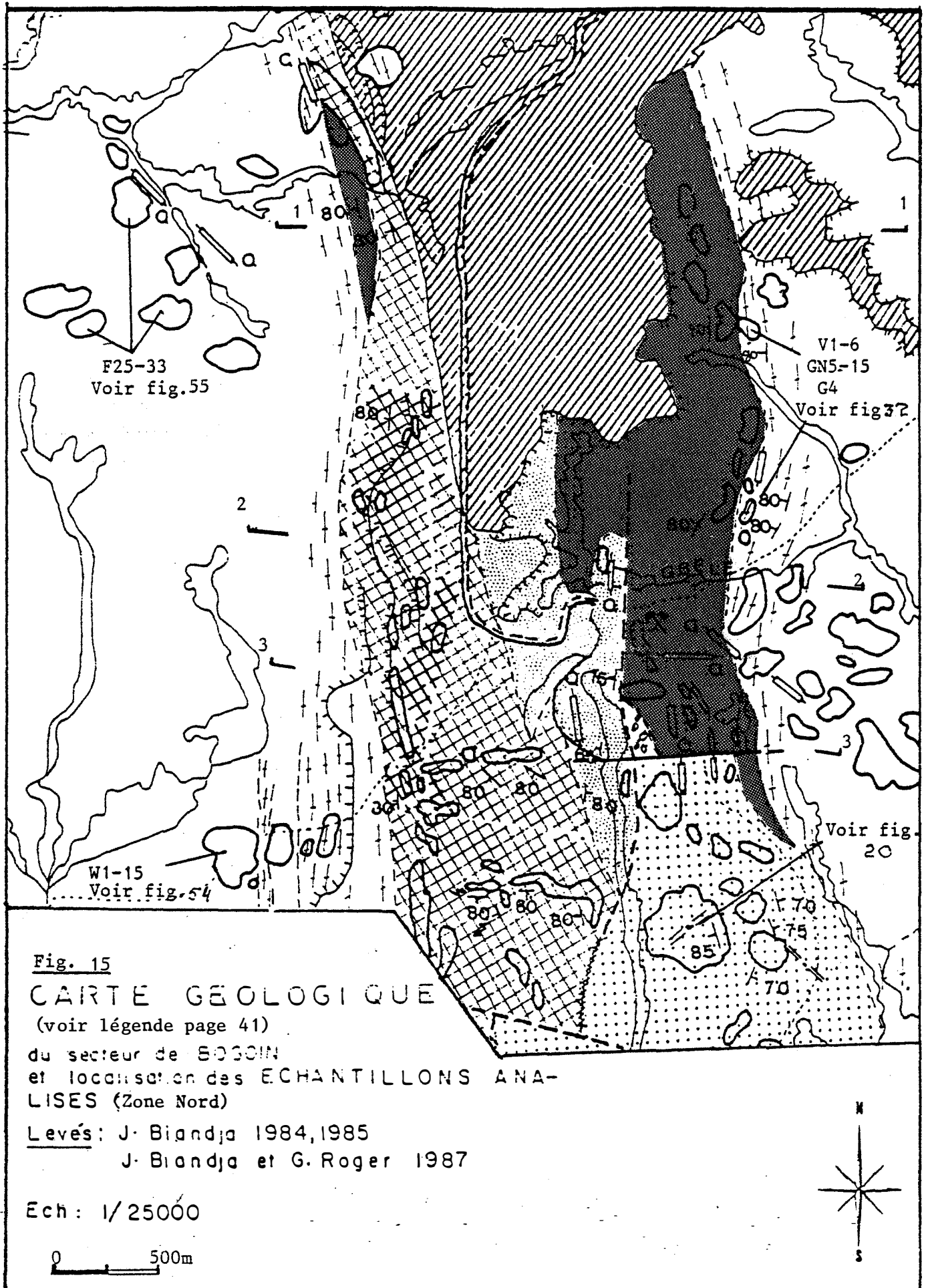


abrupt



passage progressif

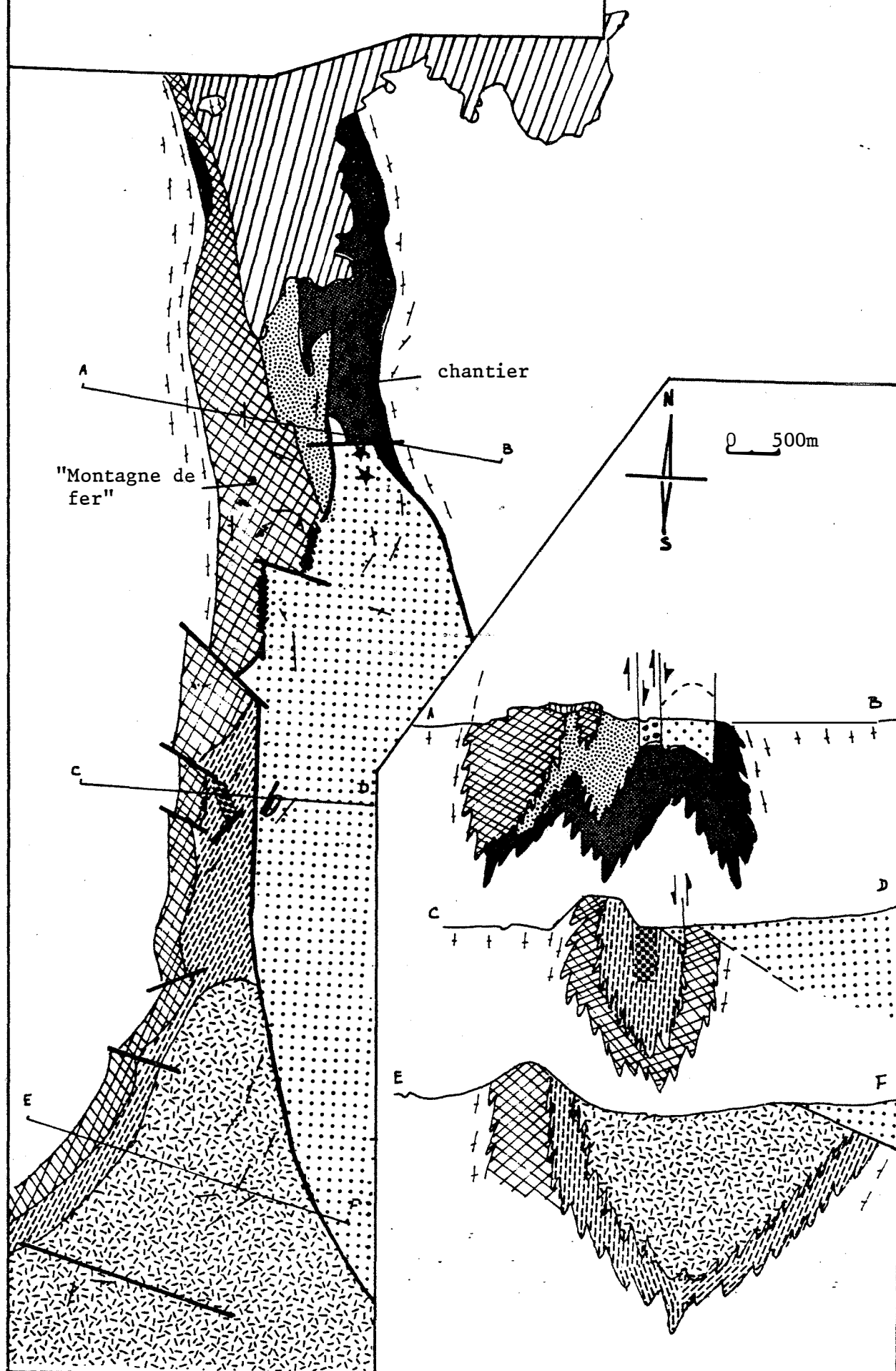














**Fig. 17** : Carte géologique de BOGOIN et succession stratigraphique sur les coupes  
(commentaire dans la partie structurale)  
(voir légende p. 41)

• Bogoin



	Grès quartzite (Q1,Q2,Q3)	Série de MBAIKI-BOALI	Groupe Supérieur	PROTERO- ZOIQUE
	Conglomérat de base			
	Discordance majeure			
	Métavolcanite acide "Métarhyolitoïdes"	Série de la BABA	Complexe de base	ARCHEEN
	Formation volcano-sédimen- taire litée à sulfures			
	Itabirites			
	discordance ?			
	Gneiss			
	Amphibolites			
	discordance au contact intrusif			
	orthogneiss			

Roches intrusives (post foliation principale)



dyke basique

Tableau 6 : Succession stratigraphique de la région de BOGOIN.

## II DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Nous décrirons les formations dans l'ordre de la succession lithostratigraphique, du plus récent au plus ancien :

- les couvertures latéritiques et non latéritiques,
- les formations préterozoïques,
- les formations métamorphiques du complexe de base archéen (y compris les orthogneiss).

Nous aborderons ensuite les roches intrusives et post-foliation principale : aplite-pegmatite, gabbro.

### A/ Les couvertures actuelles et sub-actuelles

#### a) La couverture latéritique (fig. 15)

La couverture latéritique a fait l'objet d'un intérêt minier surtout pour l'exploitation de l'or qui ne lui valut malheureusement pas une étude géologique en dehors des travaux de reconnaissance en profondeur des lentilles de minerais de fer. Elle se présente sous forme de plateau à trois niveaux. Dans l'ancienne carrière d'or de BOGOIN et alentours, des travaux miniers permettent de décrire cette couverture (fig. 18).

On distingue de bas en haut les caractères suivants :

La base de la couche ne présente pas une frontière nette avec la roche verte sous-jacente dont elle dérive. Elle est constituée de masse argileuse plus ou moins meuble qui conserve encore la trace de la foliation sub-verticale de la roche verte. Cette couche est rouge brique.

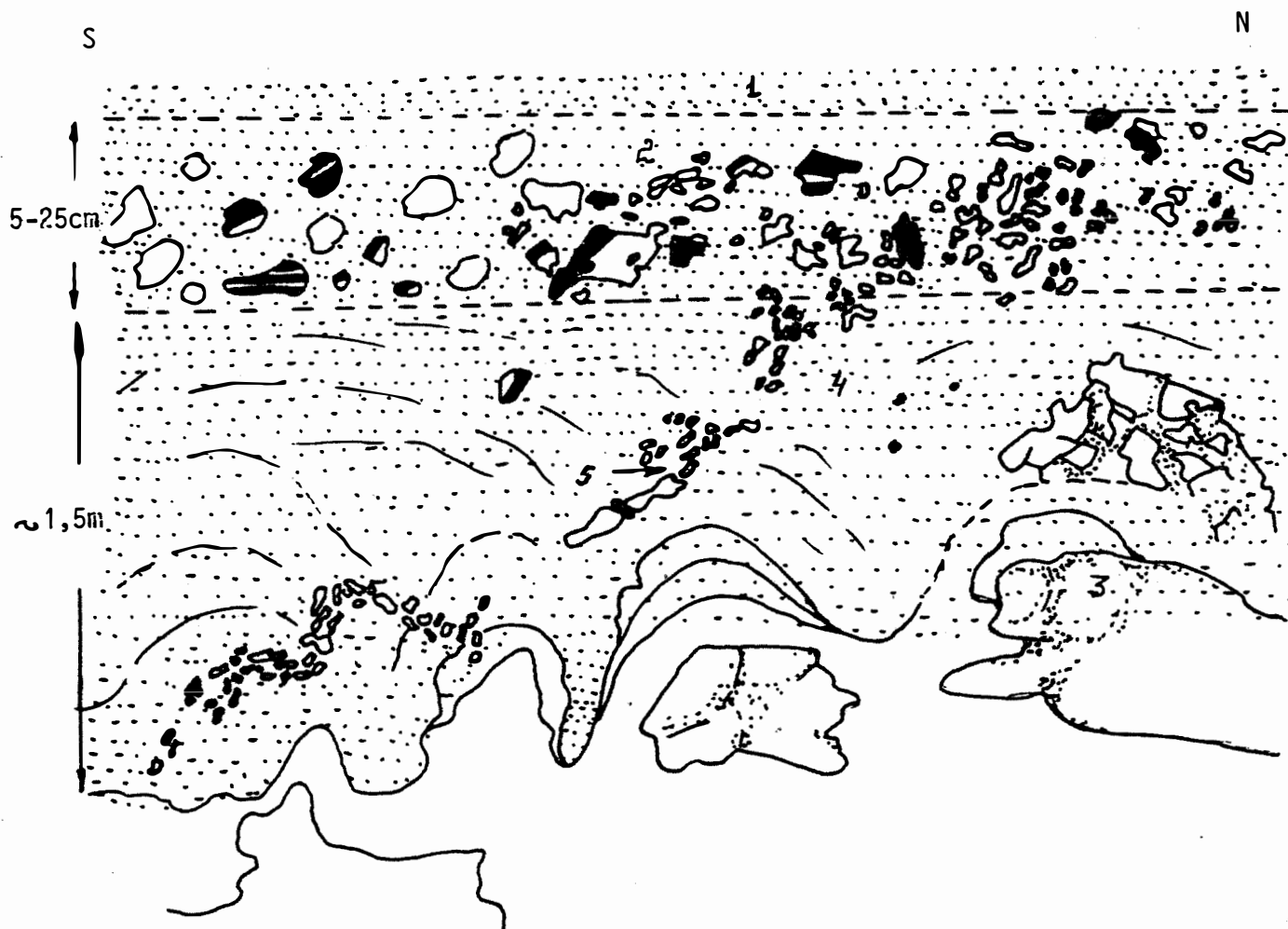


Fig.18 : Parois Ouest de la carrière avec différents niveaux de la latérite.

- 1 - éluvion latéritique rouge et minéralisé
- 2 - éléments de quartzite ferrugineux
- 3 - amphibolite en place, très altérée et friable, devenue beige
- 4 - latérite produit de la transformation de l'amphibolite
- 5 - filon de quartz minéralisé en or (ch.10)

Sur le terrain, on note un débit de la roche en plaquettes suivant la schistosité orientée N-S dont la trace est conservée dans la latérite. Ceci n'apparaît pas sur la figure dans la mesure où le plan de celle-ci est confondue avec le plan de la schistosité.

Des plaques de roches beiges et mouchetées de limonite parsèment cet horizon. Ce sont des reliques de roches vertes qui ont résisté à l'altération. L'horizon est aussi parsemé de points noirs millimétriques de magnétite.

En montant, cet horizon fait progressivement place à un amas de nodules et de galets plus ou moins anguleux, ferrugineux non cimentés mais soutenus entre eux par de la latérite pulvérolente, identique à la matrice de l'horizon sous-jacent.

- Ces nodules sont centimétriques. Au fur et à mesure que l'on monte, ils font place à de véritables blocs de latérite constitués de nodules agglomérés (photo 1, pl.1).

Les nodules sont formés d'hématites ou de magnétites. Ils sont enveloppés par de la latérite soit friable soit endurcie. Il n'est pas rare de rencontrer des nodules, en général de petite taille, dont le noyau est formé par un grain de quartz aurifère ou même par une pépite d'or natif.

Ces deux horizons conservent souvent les filons de quartz qui s'enracinent dans les roches vertes. Mais s'ils sont sub-verticaux dans la roche mère, dans les horizons latéritiques, ils sont d'abord voûtés pour être horizontaux au niveau du dernier horizon.

Le tout est recouvert par une latérite rouge, argileuse qui forme parfois une véritable carapace latéritique, pour laquelle il est difficile de dire si oui ou non elle est autochtone.

Sur les quartzites ferrugineux, la latérite forme une mince carapace très dure. Là aussi, se développent de gros blocs de conglomérat à éléments de quartzite ferrugineux et parfois de calcaire atteignant rarement 10 cm pris dans un ciment latéritique et qui provient probablement d'un niveau sédimentaire et calcaire non rencontré dans le secteur étudié (ph.2, pl.I).

Il ressort de ce qui précède que la latérite se développe préférentiellement à partir des roches vertes et des quartzites ferrugineux.

- Leur présence parfois sur du granite, loin des formations métamorphiques riches en Fe et en Mg, peut résulter de leur transport par les eaux météoriques.

#### b) La couverture non latéritique

En dehors de la latérite, une importante couche de terre, souvent beige ou grise, très meuble, couvre les régions granitiques ou celles à schistes divers ou à quartzite.

La présence de ces couvertures parfois sur la latérite permet d'affirmer qu'elles sont postérieures à cette dernière.

Contrairement à la latérite, la couverture non latéritique se rencontre surtout dans les plaines.

Outre cette couverture, nous notons la présence d'alluvions réparties selon le réseau hydrographique qui est assez développé.

### B/ Les formations du socle

#### a) Le Groupe supérieur protérozoïque

Il s'étend vers le Sud-Est de la région cartographiée. Le Groupe supérieur protérozoïque est essentiellement constitué de formations gréseuses ayant, à la base, un conglomérat à matrice montrant une schistosité plus ou moins nette.

Comme il a été dit plus haut, les formations du Groupe supérieur ont généralement un pendage sub-horizontal ondulé et couvrent en discordance les formations métamorphiques archéennes sub-verticales. Elles couvrent également le granite qui intrude ces formations métamorphiques dans la partie nord-est du secteur.



## 1) Les grès-quartzites

-----

Cette formation a été précédemment décrite par G. POUIT (1955,1959), J.P. WOLFF (1962), J.L. POIDEVIN (communication orale), comme étant contemporaine des formations métamorphiques archéennes. Or, la stratigraphie y a des pendages sub-horizontaux (30-60°) franchement discordants sur les pendages sub-verticaux (70-85°) du complexe de base.

Si, par endroit, on rencontre des pendages plus relevés (70-85°), il s'agit d'un flanc d'un anticlinal dont on trouve l'autre versant immédiatement à proximité (fig. 19, 21). Il n'est pas impossible, par conséquent, que ces pendages redressés aient porté à confusion et conduit à attribuer à tort ces roches au complexe archéen.

Nous pensons pour notre part que, non seulement la formation gréseuse qui s'étend du Sud de la carrière vers le Sud-Est et au-delà de la WALEMBOU n'est et ne peut être de l'Archéen, mais aussi qu'elle ne peut pas faire partie du complexe très redressé qu'elle couvre en discordance.

Cette formation est parcourue par un réseau de filons de quartz dont les principaux sont N130-N160 et N10-N20 comme les directions majeures des failles de la région. La limite nord d'affleurement des grès-quartzites est représentée par une faille est-ouest, autre direction importante à l'échelle du secteur. Par endroit, on note une torsion de l'axe de l'anticlinal cité plus haut, qui provoque également des fractures transverses dont la direction est proche de celle des failles est-ouest (Fig. 19).

A l'Ouest, les grès-quartzites ont un contact tectonique avec les formations cristallophylliennes qui se traduisent souvent par des zones de broyage au contact des quartzites ferrugineux (Fig. 19).

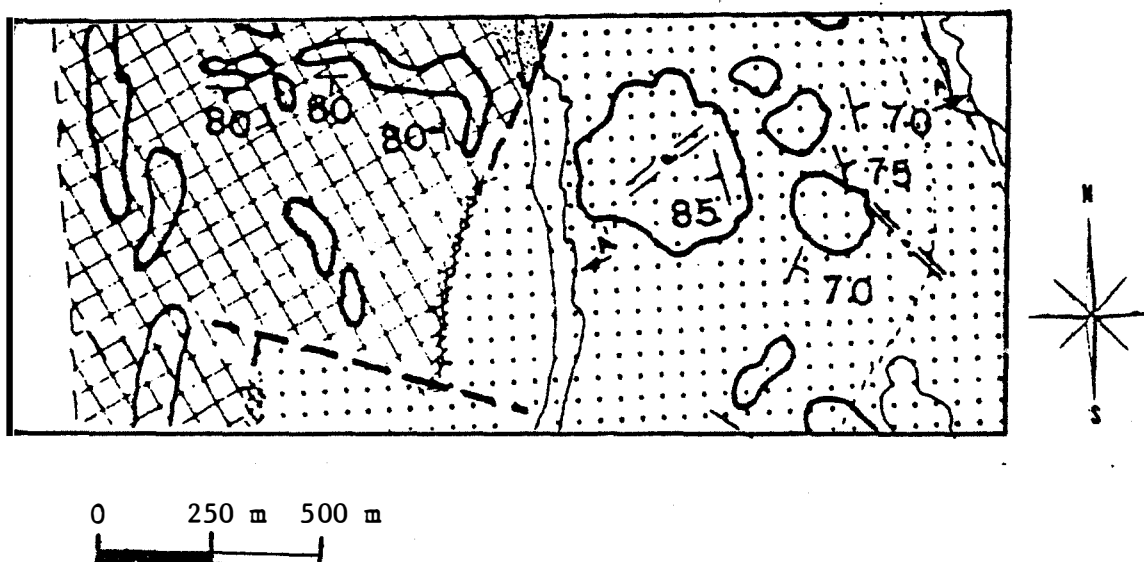


fig.19 : Le grès-quartzite protérozoïque, son contact avec les formations archéennes et les déformations qui l'affectent.

Voir légende p. 41

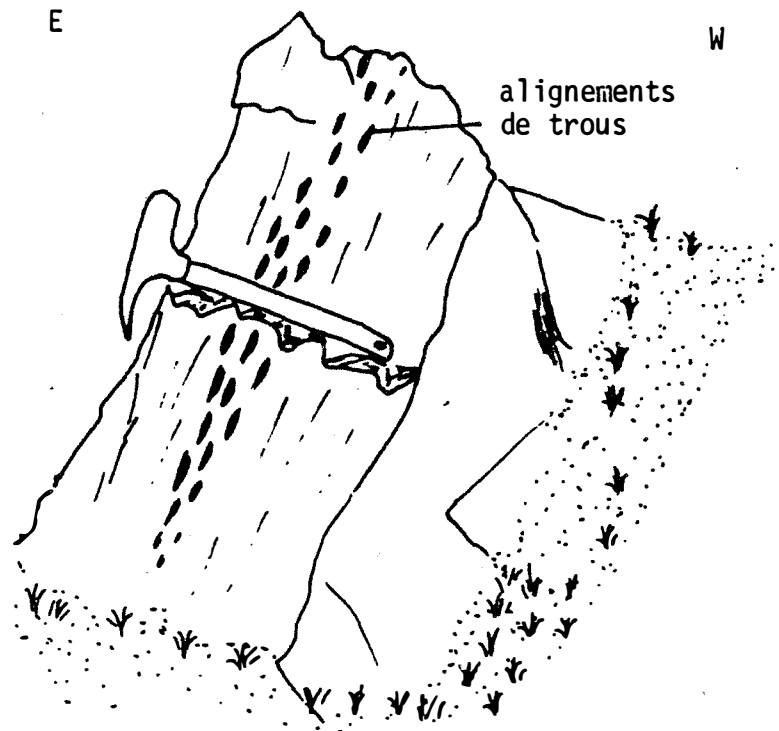


Fig. 20: affleurement de quartzite très recristallisé à mouchetures rosées et trous alignés.

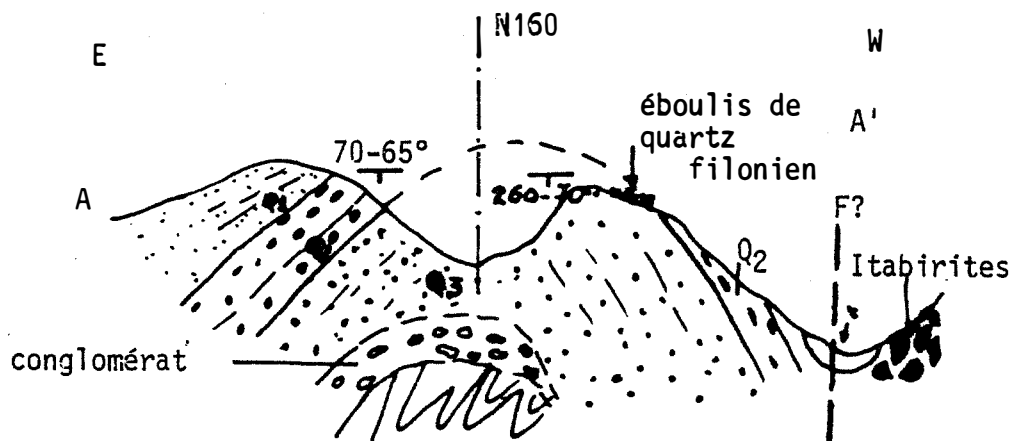


Fig. 21 : Coupe interprétative de l'anticlinal dans le grès-quartzite. (voir fig. 19)

### α) Description macroscopique

Les roches de cette formation sont, en général, très recristallisées. Nous distinguons macroscopiquement trois faciès de quartzites que nous répartissons comme suit :

- . Au sommet, un quartzite peu recristallisé, friable, gris, à litage millimétrique à centimétrique, avec alternance de lits de quartz blanc, peu consolidé et de lits gris d'argile (échantillons Y7, F23-24).
- . Ce faciès repose sur un quartzite blanc très recristallisé, massif, à grain plus fin, généralement non visible à l'oeil nu. On rencontre également des carbonates oxydés roses dont la dissolution laisse des trous alignés, remplis de séricite et de chlorite (éch. F6, Y1) (Fig. 20).
- . Le tout repose sur un faciès plus grossier, dont les éléments sont plus visibles (>1 mm). Il est recristallisé, saccharoïde et blanc (éch. F7, L11).

Pour ces deux derniers faciès, le litage n'est pas souvent net. Mais il est toujours concordant avec le litage du premier.

Nous appellerons respectivement ces formations Q1, Q2, Q3.

### β) Description microscopique

Au microscope, ces roches présentent les caractères suivants :

#### La formation supérieure (Q1)

Cette formation est composée essentiellement de quartz détritique à extinction onduleuse (80 %), de muscovite et séricite (environ 10 %), de chlorite de zircon et exceptionnellement de microcline. Les opaques (pyrite et chalcoppyrite) se rencontrent également.

La roche a une schistosité confondue au litage exprimé par l'alignement de trous généralement allongés, de 0,5 mm de large pour 1 mm de long qui séparent des lits de grains de quartz disposés d'une façon mosaïque et des grains de quartz arrondis souvent brisés.

La muscovite se rencontre à la fois en inclusion dans les cristaux de quartz et dans la microcline et dans les espaces intergranulaires. Elle se rencontre aussi dans les fissures des feldspaths. La séricite accompagne la muscovite.

Le zircon est souvent en inclusion dans le quartz.

La chlorite et la séricite se développent sur les parois des trous.

#### Le quartzite moyen (Q2)

Il est composé selon une estimation générale :

- de quartz 50 %, de 0,5 mm de large en moyenne,
- de microcline 20 %, de 1 mm de large en moyenne,
- de carbonate 10 %,
- d'opakes 10 %, de 0,5 mm de large en moyenne,
- de muscovite 5 %, 25 - 50  $\mu\text{m}$ ,
- d'apatite 5 %, 10 - 25  $\mu\text{m}$  en moyenne.

La schistosité observée dans la première formation n'est plus nette. Elle est néanmoins exprimée par les cristaux du feldspath et l'allongement des cristaux de quartz disposés en mosaïque ou par des trous alignés.

C'est une roche plus ou moins recristallisée. Cette recristallisation s'exprime par le développement de quartz secondaire en auréole autour des cristaux de quartz dans les fissures sécantes au litage (ph.3, pl.I).

La muscovite exprime d'une façon diffuse une schistosité naissante.

L'apatite est en inclusion dans les feldspaths.

Les opakes (hématite, magnétite) se rencontrent soit dans les agrégats de quartz et de feldspath qui sont des éléments de quartzites, soit sur les bordures des cristaux de feldspath ou tapissent les fonds des trous.

L'ankérite est associée aux oxydes de fer.

### Le quartzite blanc (Q3)

Ce quartzite est composé essentiellement de grains de quartz (70 %) dont la taille moyenne est de 40  $\mu\text{m}$ . Par endroit, cette roche très recristallisée a un ciment constitué de limonite. Les phyllites sont absentes. Il en est de même des feldspaths.

Des éléments millimétriques de quartziques sont fréquents

### 2) Le conglomérat de base

-----

Cet affleurement est isolé dans une zone très faillée, et son contact avec la formation gréseuse n'est pas observable. On le rencontre à 500 m environ au Sud de la carrière. Il repose en discordance sur les formations archéennes avec un pendage moyen de 25°E et une schistosité sub-horizontale ondulée de direction N160. Un réseau de quartz et de chloritite N10 la parcourt, à la fois sécant avec des directions N100 et N130 dominantes, et dans les plans de foliation.

#### $\alpha$ ) Description macroscopique

La roche est gris clair à gris sombre. Elle est siliceuse et comporte des phyllites (muscovite et chlorite) qui se sont considérablement développées, formant des lits et moulant souvent des éléments de quartziques, ou des agrégats de grands cristaux de quartz. L'abondance des phyllites est telle que le caractère schisteux de la roche est prononcé (ph.4, pl.I). Par endroit, la quantité de phyllites diminue et la roche présente une texture conglomératique où les éléments de quartzite clair et les galets de quartz blanc sont cimentés par des carbonates qui ne réagissent que très faiblement à l'acide chlorhydrique (fig. 22).

Les galets sont dispersés et sont souvent étirés dans la schistosité ; ils sont bien calibrés et de petite taille (quelques centimètres).

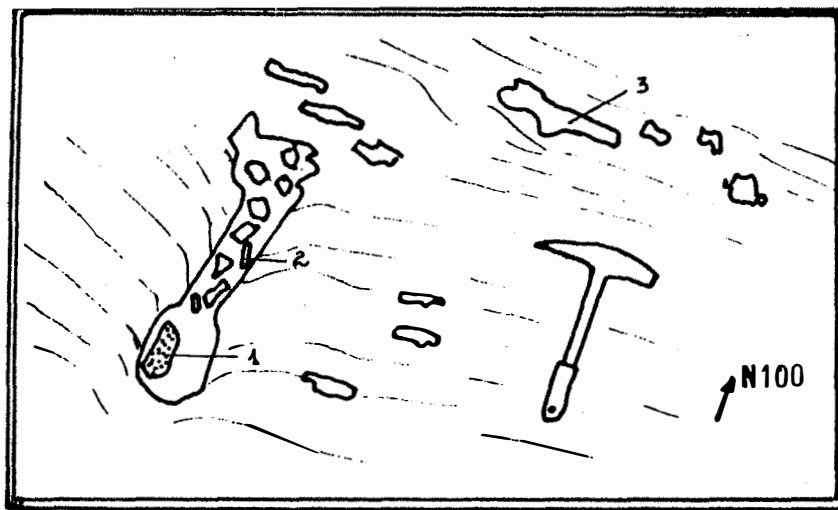


Fig. 22 : Fente de tension et remplissage de chlorite (1) et de quartz hyalin (2) ; galets allongés (3) selon la foliation du conglomérat de base.

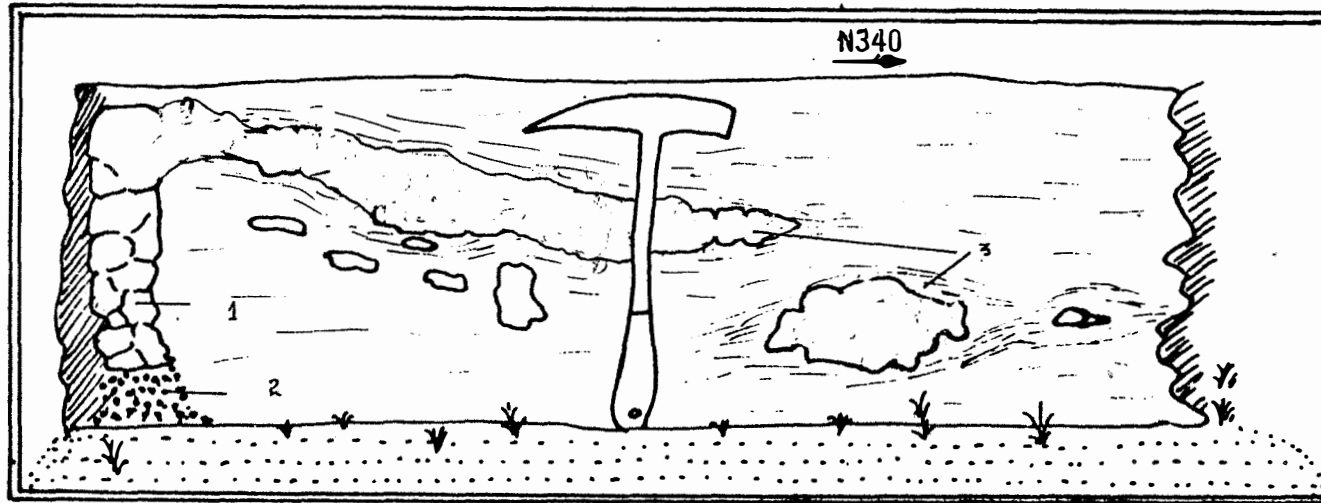


Fig. 23 Remplissage vertical de quartz (1) et de chlorite (2) et remplissage horizontal de quartz (3) dans le conglomérat de base.

La roche comporte fréquemment des fentes orientées N100 et N130 et remplies de quartz hyalin automorphe, de chlorite en rosettes (ph.5, pl.I) et de carbonate. Ce sont des fentes de tension (fig. 22). Ces remplissages se présentent aussi en lentilles conformes au plan de foliation (Fig. 23).

β) Description microscopique (éch.OUR, BG24, F2,F3)

Au microscope, ce conglomérat de base présente la texture litée observée macroscopiquement. Il est composé d'une alternance millimétrique de lits micacés et de lits quartzeux.

Les lits micacés sont presque uniquement composés de muscovite et de baguettes de chlorite.

Les lits quartzeux renferme en plus du quartz, du plagioclase, du sphène, de l'apatite, de la zoïsite et de la calcite.

La calcite englobe en général des cristaux xénomorphes de quartz et corrode le plagioclase. Elle renferme des inclusions d'apatite, de zoïsite, du sphène et de petites baguettes de muscovite. L'apatite renferme fréquemment de la zoïsite.

Le plagioclase se rencontre soit sous forme de relique au sein de la calcite, soit en cristal automorphe, sain ou albitisé.

La chlorite se présente en baguettes ou en rosettes. Les baguettes se rencontrant dans les lits phylliteux sont souvent dentelées et comportent des inclusions d'apatite, d'allanite et de muscovite. Cette dernière forme des lamelles au sein de la chlorite.

Les opaques se développent le long des clivages de la chlorite. La chlorite en rosettes s'est développée dans les fentes, les remplissant.

En dehors des inclusions dans le plagioclase et la chlorite, la muscovite est présente en grandes baguettes autonomes, souvent aussi dentelées que les baguettes de chlorite.

Le quartz se présente souvent en cristaux xénomorphes dans les lits quartzeux, ou en inclusion dans le plagioclase ou dans de la calcite. Le quartz automorphe se rencontre surtout dans les éléments de quartzite.



L'amphibole est exceptionnelle et poecilitique.

Ce qui précède nous amène à proposer le schéma suivant :

1) Les minéraux accessoires en inclusion dans la chlorite en baguette, l'accumulation des opaques selon les clivages et, enfin, le mode de développement de la muscovite en son sein prouvent qu'elle est le résultat de l'altération d'une biotite.

2) La calcite présente est le résultat de l'altération du plagioclase.

La biotite et le plagioclase pourraient provenir de l'altération et du démantèlement de la formation granito-gneissique qui affleure à proximité.

3) Ce conglomérat qui n'est pas polygénique pourrait être infraformationnel.

#### b) Les formations métamorphiques du complexe de base archéen

Les formations métamorphiques archéennes forment un complexe pris dans un synclinal dissymétrique et allongé du Nord au Sud de la région avec une virgation vers l'Ouest dans la région sud (fig. 16).

Le flan ouest du synclinal qui affleure le plus est très redressé avec un pendage moyen de 80° ouest.

Dans la partie nord du secteur, les pendages du flanc oriental sont également vers l'Ouest très redressés (75° en moyenne). Plus au Sud, on note quelques pendages vers l'Est (65°-80°).

Le complexe est constitué, de haut en bas :

- d'une formation métavolcanique ou volcano-sédimentaire acide occupant le coeur du synclinal, dénommée "méta-rhyolitoïde",

- d'une formation siliceuse litée, probablement volcano-sédimentaire, riche en sulfures visibles à l'oeil nu, ressemblant à des tuffites,
- de quartzites ferrugineux rubanés ou itabirites,
- de gneiss fin à deux micas sur lequel reposent probablement en légère discordance les formations sus-jacentes, car il est coïncé entre les itabirites et les roches vertes ; il n'affleure pas sur le flanc ouest du synclinoorium.
- enfin, à la base, les roches vertes, métavolcanites basiques à ultrabasiques schisteuses avec des noyaux massifs, cumulatifs.

Un dyke basique, pétrographiquement différent des roches vertes, intrusif dans la formation siliceuse litée, sera décrit dans la partie consacrée aux intrusions.

#### 1) La formation métavolcanique acide (métarhyolitoïde)

-----

Le terme "rhyolitoïde" est utilisé dans un sens général dans la mesure où il est difficile, voire impossible de reconnaître la texture primaire lavique, tufacée ou tuffitique.

##### α) Description macroscopique

Cette formation de métarhyolitoïde est en général très foliée et comporte des faciès fins et des faciès grossiers. La foliation est exprimée par de la muscovite et de la biotite qui enrobent des grains millimétriques de quartz et de feldspath. Ces grains sont souvent arrondis. Le faciès fin se caractérise par l'absence de ces phénocristaux.

La roche est grise à gris vert, mais elle est souvent altérée et prend une teinte blanchâtre.

### α) Description macroscopique

Les roches de cette formation sont, en général, très recristallisées. Nous distinguons macroscopiquement trois faciès de quartzites que nous répartissons comme suit :

- . Au sommet, un quartzite peu recristallisé, friable, gris, à litage millimétrique à centimétrique, avec alternance de lits de quartz blanc, peu consolidé et de lits gris d'argile (échantillons Y7, F23-24).
- . Ce faciès repose sur un quartzite blanc très recristallisé, massif, à grain plus fin, généralement non visible à l'oeil nu. On rencontre également des carbonates oxydés roses dont la dissolution laisse des trous alignés, remplis de séricite et de chlorite (éch. F6, Y1) (Fig. 20).
- . Le tout repose sur un faciès plus grossier, dont les éléments sont plus visibles (>1 mm). Il est recristallisé, saccharoïde et blanc (éch. F7, L11).

Pour ces deux derniers faciès, le litage n'est pas souvent net. Mais il est toujours concordant avec le litage du premier.

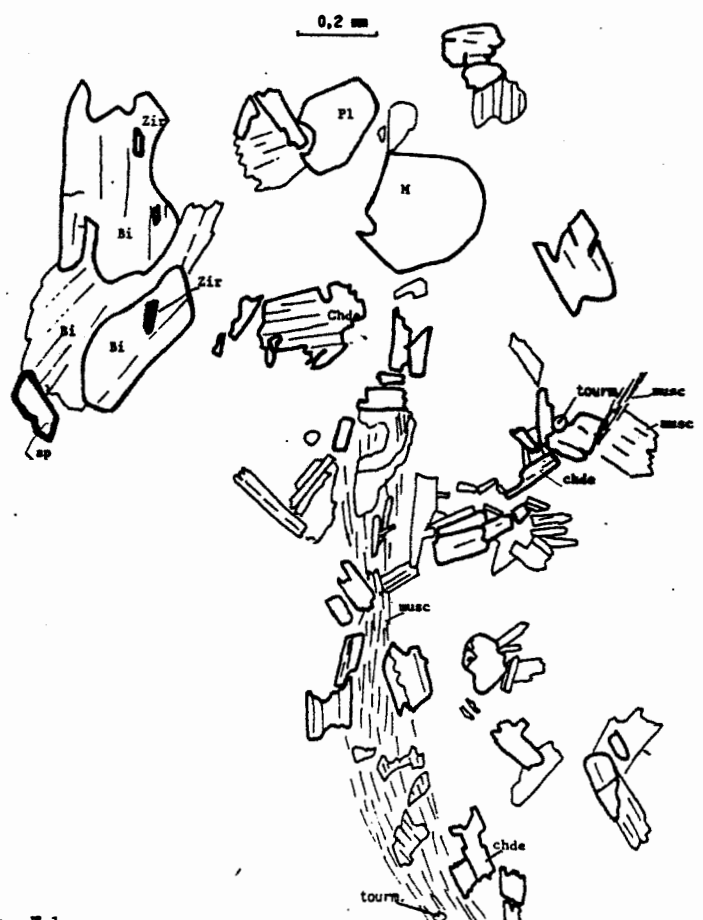
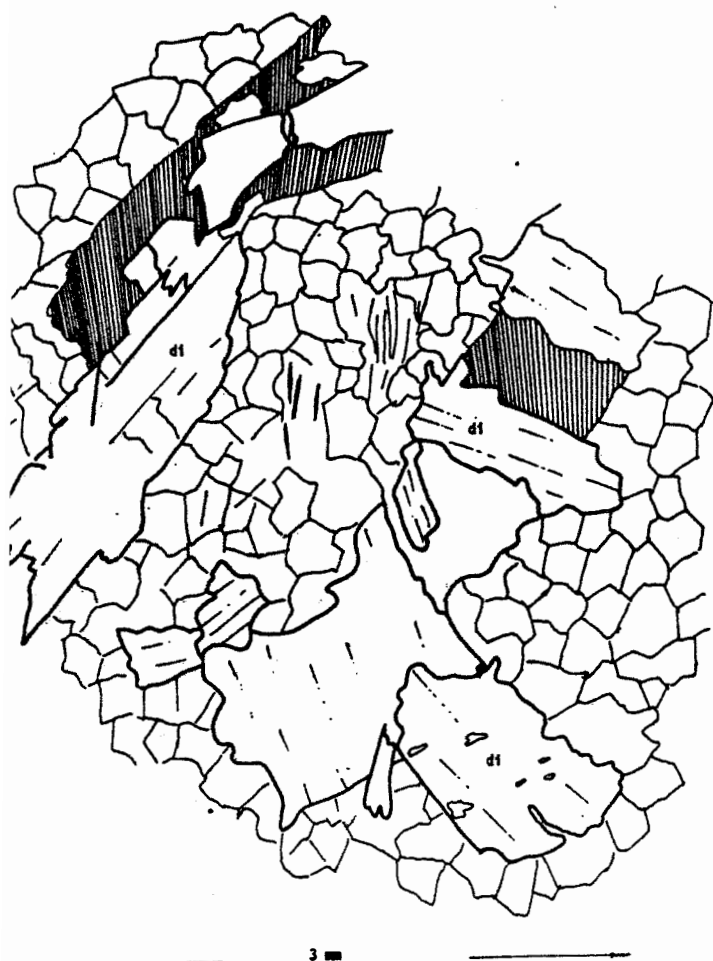
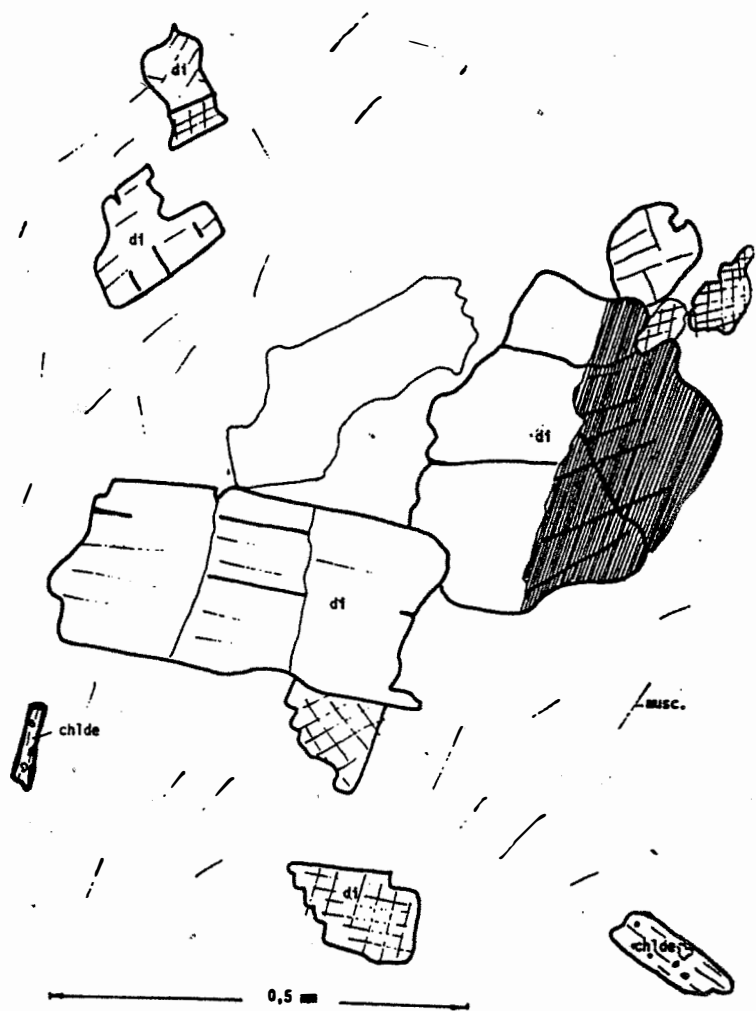
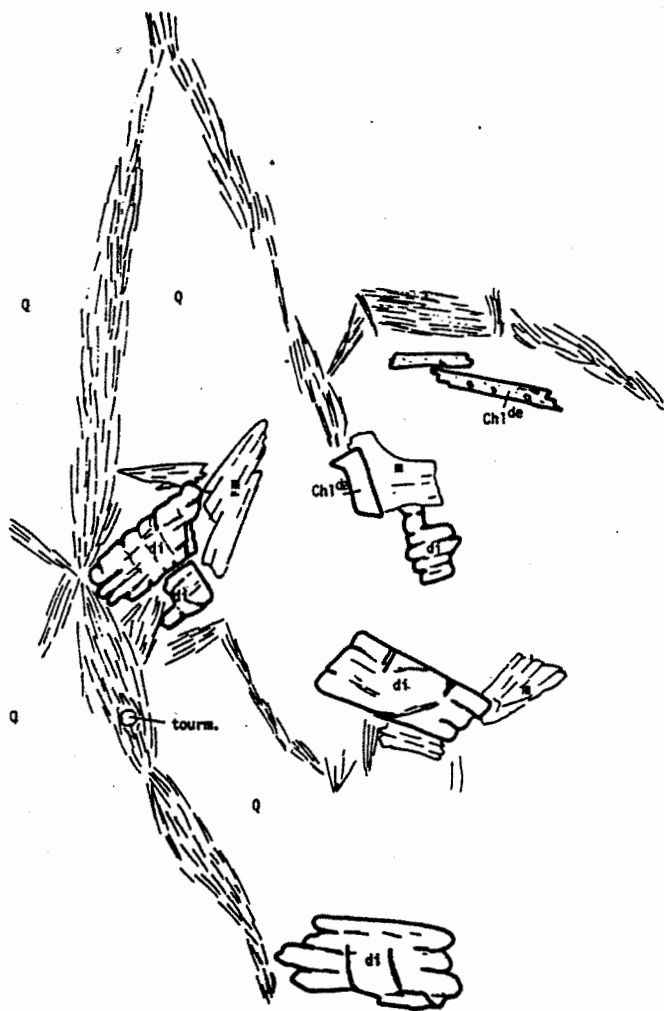
Nous appellerons respectivement ces formations Q1, Q2, Q3.

### β) Description microscopique

Au microscope, ces roches présentent les caractères suivants :

#### La formation supérieure (Q1)

Cette formation est composée essentiellement de quartz détritique à extinction onduleuse (80 %), de muscovite et séricite (environ 10 %), de chlorite de zircon et exceptionnellement de microcline. Les opaques (pyrite et chalcopryrite) se rencontrent également.



### 3) Les roches de la zone de la grande faille est-ouest de la virgation (éch. F22).

La caractéristique de ces roches est la taille des phénocristaux de quartz et de plagioclase et leur forme allongée selon la foliation. Ces phénocristaux atteignent 6 mm de plus grande dimension. Les grands cristaux de plagioclase, souvent pris dans une matrice de quartz, sont séricitisés.

La biotite est présente avec des inclusions de zircon, d'allanite. La muscovite est soit libre, soit en lamelles dans la biotite. On en rencontre beaucoup moins que dans les autres roches.

La tourmaline est souvent automorphe (ph.6, pl.I).

La pyrite et la chalcopryrite sont plus abondantes que dans les deux précédents faciès.

La mésostase est constituée de quartz et de petits cristaux de plagioclase.

### L'étude chimique des constituants des métarhyolitoïdes

Les analyses monominérales ont été faites à la microsonde CAMEBAX au laboratoire de minéralogie du Museum National d'Histoire Naturelle de PARIS pour l'étude du chimisme des principaux minéraux.

Les minéraux analysés sont le chloritoïde, les micas et le disthène (fig. 25).

Les résultats des analyses sont reportés dans le tableau 7.

Dans ces analyses, l'absence du fluor fait que la somme des éléments atteint difficilement 100 % pour le disthène.

#### Le chloritoïde

La formule générale est :  $X_2 Y(OH)_4 Al_3 [SiO_4]_2$

où  $X = Fe^{+2}, Mg, Mn, Ti, Ca, Fe^{3+}$

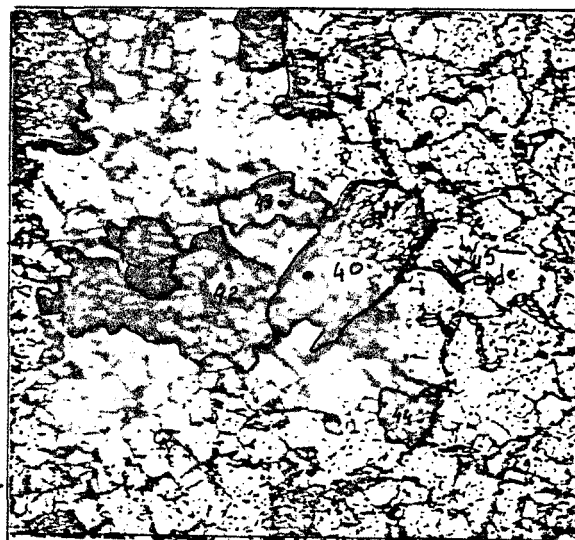
$Y = Al, Fe^{3+}$



a-



b-



c-

**Fig. 25** : Localisation des points d'analyses à la microsonde des minéraux métarhyolitoïde.

a et b : échantillon F 19

c : échantillon F 23

di- disthène ; chldc- chloritoïde ; m- muscovite ;  
tour- tourmaline.

Pour les localisation des échantillons, voir Fig. 26.

Pour les résultats des analyses, voir tableau 10.

Minéral		CHLORITE			MUSCOVITE				GRENAT		
N° Ech.		BG 13			BG 13				BG 13		
N° Pers.											
N° Sonde		12	15	19	11	17	20	21	13	14	
concentration des oxydes en %	K	0.21	0.04	0.00	10.99	1.80	10.00	10.25	K	0.06	0.00
	NI	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	NI	0.00	0.00
	NA	0.00	0.00	0.02	0.69	0.69	0.57	0.67	NA	0.05	0.02
	CA	0.10	0.08	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	CA	3.88	3.83
	FE	25.41	31.16	31.38	2.50	2.57	2.20	2.61	FE	34.25	35.09
	SI	27.91	23.06	24.03	46.53	46.08	45.08	46.63			
	TI	0.01	0.08	0.01	0.29	0.16	0.19	0.64	SI	37.55	37.80
	MN	0.00	0.10	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	TI	0.00	0.00
	MG	7.27	9.61	10.01	0.79	0.58	0.71	0.76	MN	2.70	1.39
	CR	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00	MG	1.40	1.40
	AL	26.71	23.40	23.41	34.98	36.24	34.86	35.28	CR	0.00	0.00
	OH	11.59	10.97	11.19	4.53	4.55	4.41	4.55	AL	22.15	21.60
		99.20	98.49	100.22	101.29	101.75	98.09	101.37		102.04	101.13
formules structurales	K	0.0544	0.0104	0.0000	1.8554	1.8141	1.7320	1.7215	K	0.0116	0.0000
	NI	0.0000	0.0000	0.0072	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	NI	0.0000	0.0000
	NA	0.0000	0.0000	0.0088	0.1759	0.1765	0.1488	0.1698	NA	0.0160	0.0054
	CA	0.0219	0.0181	0.0025	0.0000	0.0009	0.0066	0.0000	CA	0.6588	0.6540
	FE	4.3953	5.6925	5.6185	0.2762	0.2830	0.2496	0.2870	FE	4.5362	4.6788
	SI	5.7726	5.0368	5.1445	6.1555	6.0652	6.1225	6.1396	SI	5.9469	6.0259
	TI	0.0019	0.0128	0.0023	0.0289	0.0161	0.0191	0.0629	TI	0.0000	0.0000
	MN	0.0000	0.0179	0.0126	0.0000	0.0000	0.0054	0.0000	MN	0.3627	0.1880
	MG	2.2405	3.1287	3.1933	0.1562	0.1139	0.1428	0.1493	MG	0.3295	0.3330
	CR	0.0000	0.0000	0.0056	0.0000	0.0072	0.0000	0.0000	CR	0.0000	0.0000
	AL	6.5097	6.0245	5.9051	5.4546	5.6214	5.5804	5.4744	AL	4.1351	4.0594
	OH	8.0000	8.0000	8.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000		15.9967	15.9444
		26.9962	27.9416	27.9005	16.1026	16.0984	16.0073	16.0046			
	FM	0.6624	0.6460	0.6381	0.6387	0.7130	0.6409	0.6579	FM	0.9370	0.9360
									AL	0.7705	0.7993
									PY	0.0560	0.0569
									SP	0.0616	0.0321
									GR	0.1119	0.1117
									AD	0.0000	0.0000
									UV	0.0000	0.0000

Tableau 8 : analyse à la microsonde (MUSEUM) des minéraux du gneiss  
voir Fig. 27, 29.

Il n'y a pas de substitution de Si par Al.

Les compositions en poids d'oxydes (%) normales sont les suivantes (DEER et al, 1962) :

SiO <sub>2</sub>	-	23,85	-	25,12
TiO <sub>2</sub>	-	0,00	-	2,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	35,83	-	40,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	-	22,84	-	29,33
MnO	-	0,2	-	1,05
MgO	-	1,8	-	3,89
CaO	-	0,0	-	0,34
K <sub>2</sub> O	-	0,0	-	0,09
H <sub>2</sub> O	-	6,76	-	7,3

Qu'en est-il du chloritoïde des métarhyolitoïdes ?

La composition en poids d'oxyde à BOGGIN varie dans les intervalles suivants :

SiO <sub>2</sub>	-	24,57	-	24,77
TiO <sub>2</sub>	-	0,00	-	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	39,05	-	39,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	-	23,20	-	23,52
MnO	-	0,67	-	1,01
MgO	-	3,02	-	3,11
CaO	-	0,0	-	
K <sub>2</sub> O	-	0,0	-	0,04
H <sub>2</sub> O	-	7,14	-	7,23

Cette composition correspond à celle d'un chloritoïde banal.



### Les micas

Nous n'avons pas analysé les micas noirs. Le chloritoïde se trouvant en général en contact avec les micas blancs et le disthène ; il nous a paru plus intéressant d'étudier la possibilité de réactions et d'échange entre les différents minéraux.

La formule structurale est conforme à celle de la muscovite banale :  $Si \approx 6$ ,  $Al_{total}$  presque égal à  $Si$ ,  $K \approx 2$  et pas de chrome.

Le faible nombre d'analyses bouclant correctement ne nous permet pas de mettre en évidence d'éventuelles réactions.

Nous notons, en outre, qu'il n'y a pratiquement pas de différence, au point de vue chimique, entre les petits cristaux de muscovite et les grands cristaux.

### Le disthène : $Al_2O_3 [SiO_2]$

Mn se retrouve en général en trace dans le disthène. (DEER et al, 1962).

### Conclusion :

Cette formation qui est décrite pour la première fois est la seule ayant une paragenèse à disthène et chloritoïde. Le développement du disthène est-il lié à une composition chimique particulière (richesse en alumine) ou à une zone de plus haute pression au voisinage de la grande fracture N130 ?

Le quartz rhyolitique demeure le seul critère pétrographique qui fasse de cette roche une métarhyolite. Il se peut que cette formation renferme également des faciès tufacés.

### 2) La formation siliceuse litée à sulfures

-----

C'est une formation qui, comme la précédente, a longtemps été cartographiée comme "micaschiste" en raison de l'abondance de mica et du litage prononcé.

Cette formation présente de nombreuses variations de faciès qui pourraient avoir un caractère volcanique et que nous n'avons pas eu le temps d'étudier de façon complète dans le cadre de notre travail. C'est pourquoi, provisoirement, nous décrivons un seul faciès.

Une foliation, souvent très prononcée, se superpose au litage.

La direction du litage et de la foliation est presque constante (N40) et la roche pend à 70° vers l'Est. Cette formation est traversée par un dyke gabbroïque de direction N160 (fig.16 et 42), qui sera étudié au paragraphe correspondant.

#### α) Description macroscopique

C'est une roche siliceuse gris clair à verdâtre, avec des alternances de lits très fins de quartz microgranulaires et des lits de biotite. Les sulfures, en particulier la pyrite, sont fréquents. Par endroit, elle présente un caractère plus feldspathique et elle est alors plus altérée.

#### β) Description microscopique (éch. Y5, F8, F9, F15)

Microscopiquement, la roche est litée avec une alternance de lits de biotite et de chlorite et de lits de quartz d'épidote et de calcite.

Les minéraux accessoires identifiés sont la tourmaline, l'apatite, le zircon, l'allanite, la muscovite et des sulfures (chalcopryrite, pyrite, pyrrhotite) (ph.8,9, pl.V).

L'allanite est en inclusion dans la biotite de même que le zircon, mais ce dernier se rencontre souvent en inclusion dans l'apatite.

La muscovite se trouve en minuscules baguettes dans les lits de biotite ou en lamelles dans ce minéral.

L'épidote est souvent entourée de calcite. Des filonnets de quartz ou de calcite recoupent le litage.

### Conclusion :

Cette étude sommaire ne nous permet que de souligner la présence des sulfures et de l'abondance de l'épidote et nous montre le travail presque entier qui reste à faire afin d'identifier les différents faciès de la formation.

Nous appellerons provisoirement cet ensemble formation rubanée siliceuse à sulfures.

### 3) Le quartzite ferrugineux rubané (itabirite)

-----

Nous rappelons que cette formation a fait l'objet de divers travaux de prospection. Des sondages peu profonds ont été exécutés pour une première estimation de la réserve en vue de l'installation d'une petite usine métallurgique. Pour notre part, l'étude des quartzites ferrugineux ne constituant pas notre cible principale, nous nous y intéressons surtout sur le plan structural.

Le quartzite ferrugineux est la formation qui a l'affleurement le plus continu par rapport aux autres formations archéennes. Il traverse la région du Nord au Sud (fig. 15 et 16).

Le travail le plus récent sur le quartzite ferrugineux est le rapport de fin de mission, dirigée par Aurel APOSTOLOU (rapport 1972, inédit).

Cette formation comprend en son sein des bancs de minerais de fer massifs souvent lenticulaires.

La roche est constituée de lits alternants millimétriques à centimétriques d'oxydes de fer (hématite, magnétite) et de quartz finement cristallisé, ce qui donne à la roche une teinte ocre sombre.

### Description microscopique

Pour la description microscopique, nous utiliserons en plus de nos propres observations, les travaux de l'équipe APOSTOLOU, qui sont plus détaillés et qui sont aussi portés sur des horizons plus profonds, donc sur des roches plus "saines".

Nos échantillons ont été prélevés, dans l'ensemble, en surface, et nous n'avons pas toujours rencontré les minéraux identifiés dans les travaux antérieurs.

Les minéraux du quartzite ferrugineux présentent les caractères suivants au microscope :

- Le quartz

Le quartz se présente en grains à contour irrégulier avec des inclusions de minéraux opaques et des pigmentations d'oxydes de fer. Ces grains sont dentelés et se disposent en bandes continues d'épaisseur millimétrique.

Des filonnets de micrograins de quartz de remobilisation sont sécants sur le litage. Ces cristaux sont limpides et sans inclusions.

- La muscovite

La muscovite se présente en lamelles orientées parallèlement au litage et se rencontre de préférence dans les lits de quartz.

- Le zircon et la tourmaline

Ces minéraux sont répartis dans les lits de quartz et ne sont pas orientés.

- Le grenat

Il est rarement intact, étant souvent remplacé par un agrégat de chlorite.

Nous n'avons pas rencontré ces trois derniers minéraux.

- L'hématite et la magnétite

L'hématite est le deuxième constituant principal de la roche avec la magnétite. Elle devient prédominante (80 %) à certains niveaux. Ses cristaux sont xénomorphes mais parfois aussi automorphes, lamellaires, largement développés et constituent des bandes parallèles suivant la stratification et la foliation. On rencontre d'autres grains isolés dans les lits de quartz.

- La pyrite

Elle est exceptionnelle et est souvent oxydée.

- La pyrrhotite

Ce minéral se rencontre en relique souvent au coeur de l'hématite. Il est assez fréquent.

Nous n'avons observé qu'une seule phase tardive de plissement par rapport à la foliation principale Sp.

Conclusion :

En dehors de la tectonique sur laquelle nous reviendrons dans la partie structurale, l'étude de cette formation ne nous a pas apporté de nouvelles informations, faute d'un échantillonnage plus représentatif de tous les horizons.

4) Le gneiss

-----

Les itabirites reposent sur un gneiss microplissé qui affleure surtout au Nord, un peu au Sud de la carrière, entre les itabirites et les roches vertes (Fig. 15 et 26).

La direction de ces gneiss est comprise entre N et N20° avec un plongement de 65°-70° vers l'Ouest.

Plus au Nord, dans la vallée de la GBELE, il se retrouve en sandwich dans les affleurements des roches vertes avec un pendage subvertical.

α) Description macroscopique

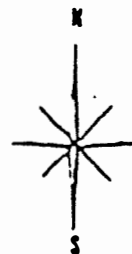
C'est une roche qui est constituée essentiellement de muscovite, de biotite, de quartz, de plagioclase, d'un peu de K feldspath, de grenat almandin, de chlorite et d'hématite.

Ce gneiss est gris clair sur une cassure fraîche, ocre lorsqu'il est oxydé.

Il est fin avec des yeux de feldspath et de grenat. Il est lité avec alternance de lits millimétriques, de biotite et de muscovite et de lits de quartz. A ce litage, se superpose la foliation principale (Sp) vers le contact avec les roches vertes.



0 250 m



**Fig. 26** : Carte de la zone de la carrière.

Ech. CH1-10, voir plan de la carrière.

Légende voir P. 41.

Les phénocristaux que l'on rencontre aussi bien dans les lits de muscovite que dans les lits de quartz sont moulés par une foliation Sp+1 transverse (ph.1, pl.II).

Un examen attentif montre que cette même foliation est légèrement crénelée. Nous étudierons plus bas en détail ces phénomènes dans le chapitre consacré à la tectonique.

La chlorite se rencontre aussi bien dans la foliation Sp+1 transverse qu'à l'intérieur des phénocristaux de grenat très oxydé.

### β) Description microscopique

Microscopiquement, le gneiss présente une "zonalité" qui s'exprime aussi bien dans la texture que dans la minéralogie, par des variations entre le sommet de la formation, c'est à dire le contact avec l'itabirite, et le mur, c'est à dire le contact avec les roches vertes.

#### Texture

Au sommet (éch. G4), la texture est orientée, oeuillée glandulaire. Des phénocristaux de plagioclase à macles croisées sont moulés dans une matrice isogranulaire de quartz et de plagioclase (fig. 27).

Ces phénocristaux sont progressivement broyés et silicifiés dans les parties médianes où ils présentent des ombres de pression mieux développées, et l'orientation s'exprime de plus en plus par des micas naissants (éch.GS15 et GS16).

Au contact des roches vertes, les phénocristaux laissent leur place à des lits de quartz en mosaïque, et de grenat et des lits de muscovite dominante (éch. GN2, BG13).

#### Composition minéralogique

Comme il a été dit précédemment, on assiste à la disparition de certains minéraux alors que d'autres apparaissent du sommet à la base.

Au sommet, les minéraux rencontrés sont les suivants, d'après une estimation globale par charte visuelle :

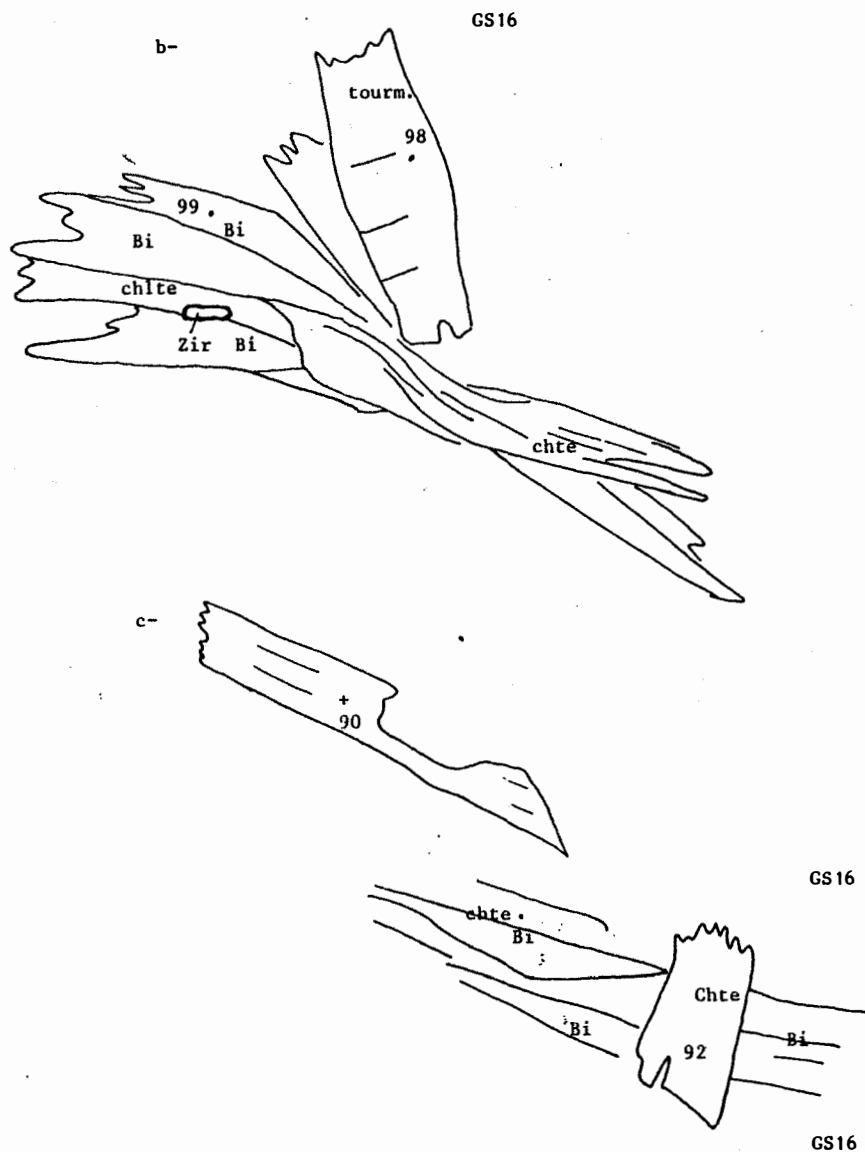
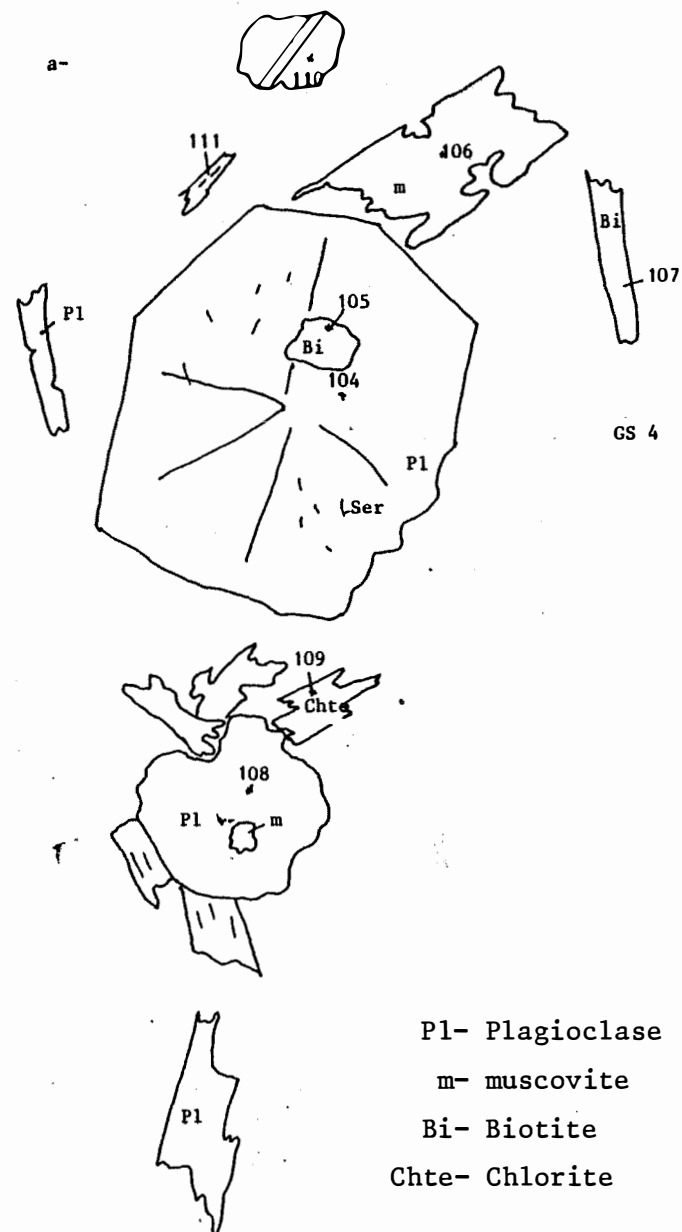


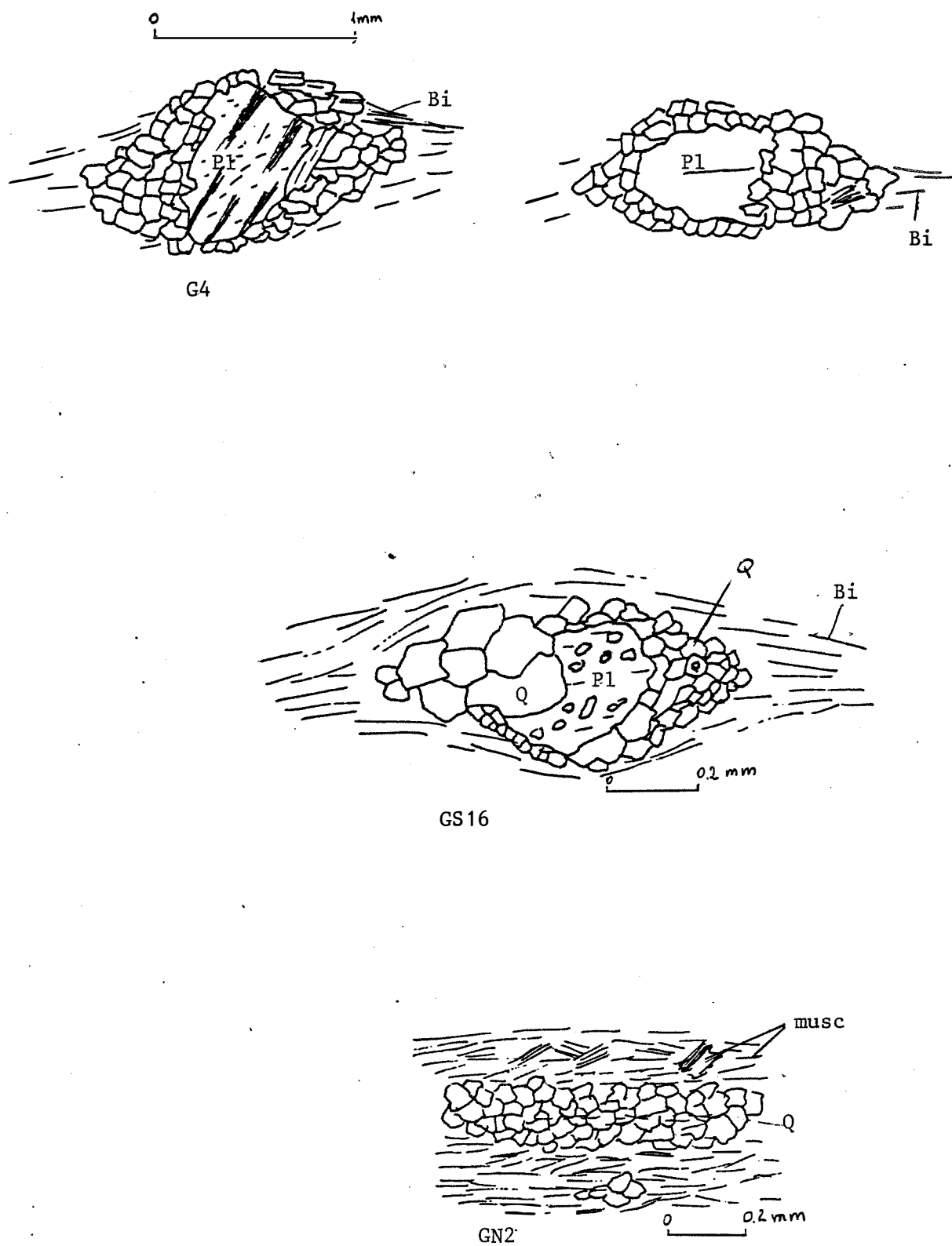
Fig.28 : La localisation des analyses  
des minéraux du gneiss  
(tableau 8)

Echantillon G4, GS16 (fig.26)



Pl- Plagioclase  
m- muscovite  
Bi- Biotite  
Chlte- Chlorite





**Fig. 27** : transformation progressive du plagioclase dans les différents faciès du gneiss et variation de textures du sommet vers la base de la formation (fig. 26)

Minéral		DISTHENE					MUSCOVITE		CHLORITOIDE		
N° Ech.		F 23					F 19		F 23	F 19	
N° Pers.		40	41	42	43		20	30	45	21	31
N° Sonde		1	2	3	4		12	8	6	13	9
concentration des oxydes en %	K	0.00	0.05	0.00	0.00	K	10.94	10.85	0.04	0.00	0.04
	NI	0.00	0.00	0.00	0.16	NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
	NA	0.00	0.00	0.01	0.02	NA	0.65	0.59	0.00	0.02	0.03
	CA	0.00	0.00	0.00	0.00	CA	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	FE	0.00	0.00	0.00	0.00	FE	1.80	2.04	21.53	23.20	23.52
	SI	35.83	37.55	36.61	36.35	SI	46.47	46.49	24.15	24.77	24.57
	TI	0.00	0.00	0.04	0.00	TI	0.32	0.37	0.00	0.00	0.00
	MN	0.00	0.00	0.00	0.08	MN	0.00	0.00	0.85	1.01	0.67
	MG	0.05	0.04	0.01	0.01	MG	0.36	0.59	3.68	3.11	3.02
	CR	0.00	0.06	0.05	0.00	CR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	AL	60.36	61.12	60.49	60.91	AL	35.36	35.28	39.78	39.81	39.05
		96.24	98.81	97.22	97.53	OH	4.51	4.52	7.13	7.23	7.14
							100.41	100.74	97.16	99.14	98.06
formules structurales	K	0.0000	0.0067	0.0000	0.0000	K	1.8540	1.8345	0.0047	0.0000	0.0048
	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0142	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0012
	NA	0.0000	0.0001	0.0016	0.0053	NA	0.1687	0.1519	0.0000	0.0032	0.0056
	CA	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	CA	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	FE	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	FE	0.1999	0.2265	1.5121	1.6074	1.6505
	SI	4.0156	4.0965	4.0606	4.0250	SI	6.1739	6.1617	2.0283	2.0524	2.0617
	TI	0.0000	0.0000	0.0036	0.0000	TI	0.0316	0.0366	0.0000	0.0000	0.0000
	MN	0.0000	0.0000	0.0000	0.0071	MN	0.0000	0.0000	0.0603	0.0706	0.0474
	MG	0.0078	0.0067	0.0024	0.0019	MG	0.0715	0.1165	0.4611	0.3836	0.3780
	CR	0.0000	0.0048	0.0042	0.0000	CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	AL	7.9729	7.8589	7.9072	7.9487	AL	5.5366	5.5105	3.9379	3.8874	3.8624
		11.9967	11.9738	11.9796	12.0021	OH	2.0000	2.0000	4.0000	4.0000	4.0000
							16.0362	16.0383	10.0044	10.0047	10.0116
	FM	0.0004	0.0004	0.0012	0.7862		0.7367	0.6602	0.7732	0.8139	0.8179

Tableau 7 : analyses à la microsonde CAMEBAX des minéraux du métarhyolitoïdes.

. phénocristaux de plagioclase	10 %
. plagioclase dans la matrice	35 %
. quartz dans la matrice	40 %
. biotite en lamelles	10 %
. muscovite remplaçant la biotite	5 %

Dans les parties médianes, les micas sont présents en même proportion que le quartz et les feldspaths finement cristallisés, et, apparaissent l'apatite, la chlorite, la calcite, l'épidote, la tourmaline, le sphène et des oxydes de fer.

Vers la base, les feldspaths disparaissent ainsi que la biotite et apparaît le grenat qui prend surtout de l'importance au contact des roches vertes. Il croît avec la tourmaline dans les lits de muscovite et de chlorite qui proviennent de la destabilisation de la biotite. Dans cette zone prennent également de l'importance les oxydes de fer.

#### Chimisme des principaux minéraux constituant du gneiss

Les analyses des principaux minéraux de la roche (fig. 28 et tableau 8) dans différents horizons nous ont permis de caractériser le chimisme des minéraux. Les analyses ont été effectuées à la microsonde CAMEBAX aux Laboratoires du Muséum et de l'Ecole des Mines de PARIS à FONTAINEBLEAU.

##### a) La muscovite

Le lithium, le fluor et les éléments en trace n'ont pas été analysés.

Par comparaison avec les analyses données dans DEER et al. (1962), nous obtenons des compositions de muscovite s.s., avec des teneurs en Fe total et MgO relativement élevées, mais dans les limites de la normale.

##### b) La chlorite

Nous avons utilisé la classification de M. H. HEY (1954) pour définir nos chlorites.

Toutefois, nous avons utilisé les teneurs en Fe total que nous donnent les analyses à la microsonde, sans pouvoir distinguer  $\text{Fe}^{2+}$  de  $\text{Fe}^{3+}$ .

Le diagramme de HEY montre que les chlorites analysées sont de la thuringite (ripidolite) et de la chamosite (brunsvigite) très proche de la ripidolite (fig. 29).

c) Le grenat (ph.1, pl.II)

	Almandin	Pyrope	Spessartine	Grossulaire	Andradite	Ouvarovite
13	77.05	5.6	6.16	11.16	0.00	0.00
14	79.93	5.69	3.21	11.17	-"-	-"-

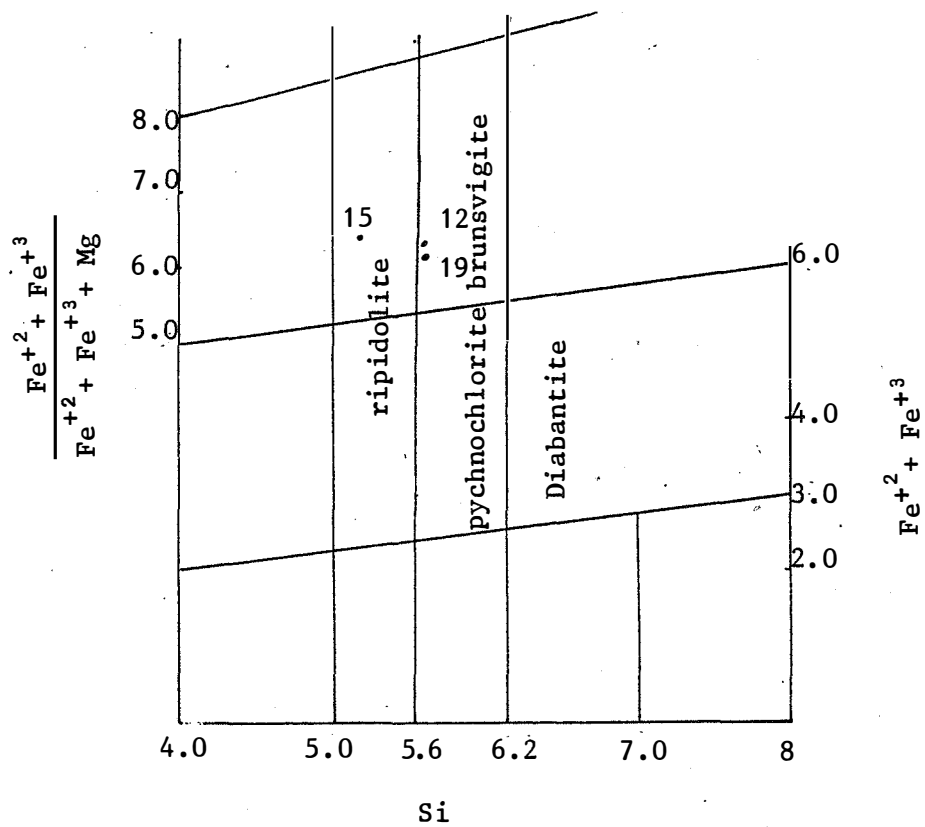
Tableau 9 : les différents pôles des grenats analysés (voir tab.8)

On voit à la lumière de ce tableau que ces grenats sont des almandins.

d) La biotite

La biotite est plus proche du pôle sidérophylite que du pôle annite (fig. 30).

Elle s'enrichit progressivement en Mg du toit vers la base de la formation.



**Fig. 29** : La répartition de la chlorite du gneiss dans le diagramme de M. H. HEY (1954). (tableau 8, fig. 26)

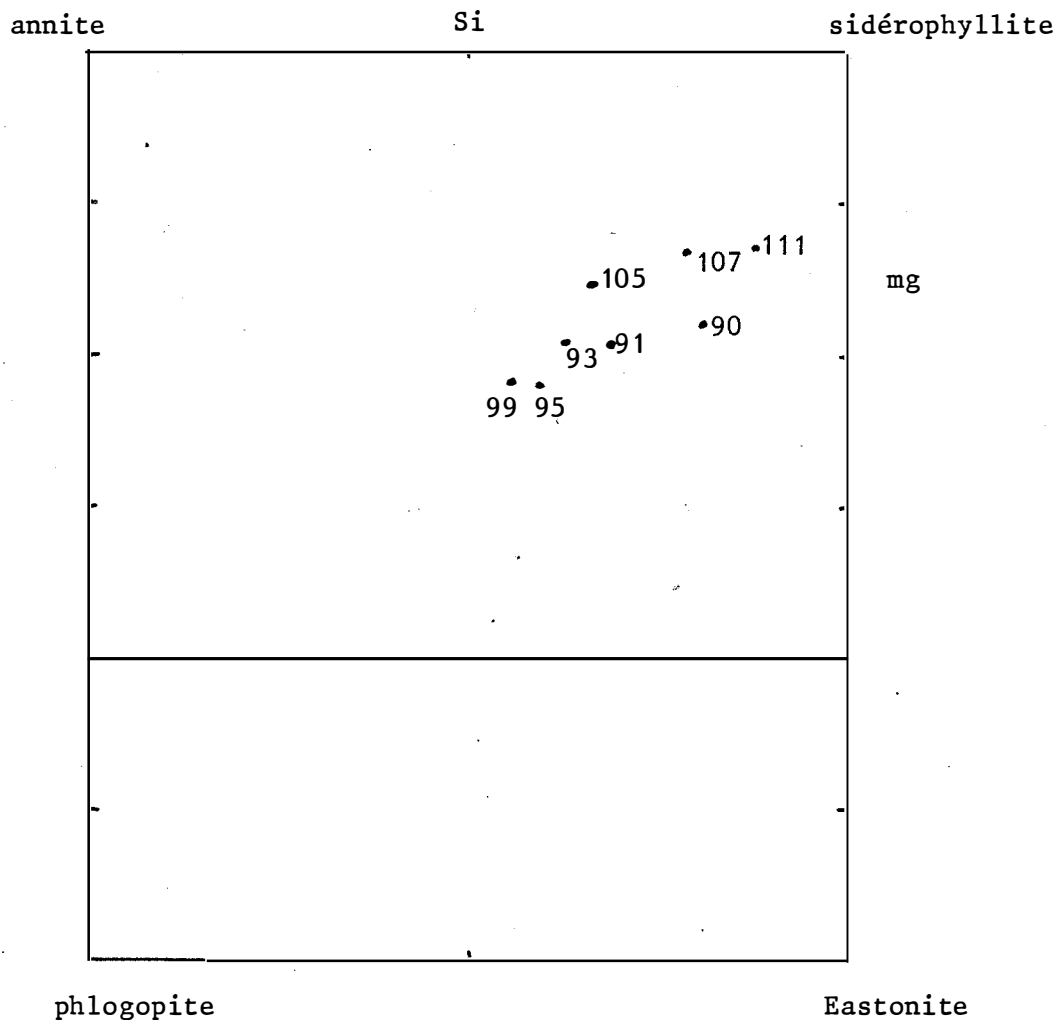


Fig. 30 : La répartition des biotites du gneiss dans le diagramme de DEER et al (1962).  
 Noter l'enrichissement en Mg en direction de la base de la formation. (tableau 3, fig.26)

e) Conclusion

Le gneiss présente une zonation marquée par sa composition minérale.

C'est un gneiss à deux micas chargé de grenat almandin vers son contact avec les roches vertes.

## 5) Les amphibolites (roches vertes)

---

Les roches vertes ont été étudiées par M. HUGUES (1950), Ph. WACRENIER (1954), G. POUIT (1955a), J.P. WOLFF (1962), R. LAUSSE (1963, 1964), H. VENTALON (1965), A. APOSTOLOU et al. (1972) et enfin J.L. POIDEVIN (1985).

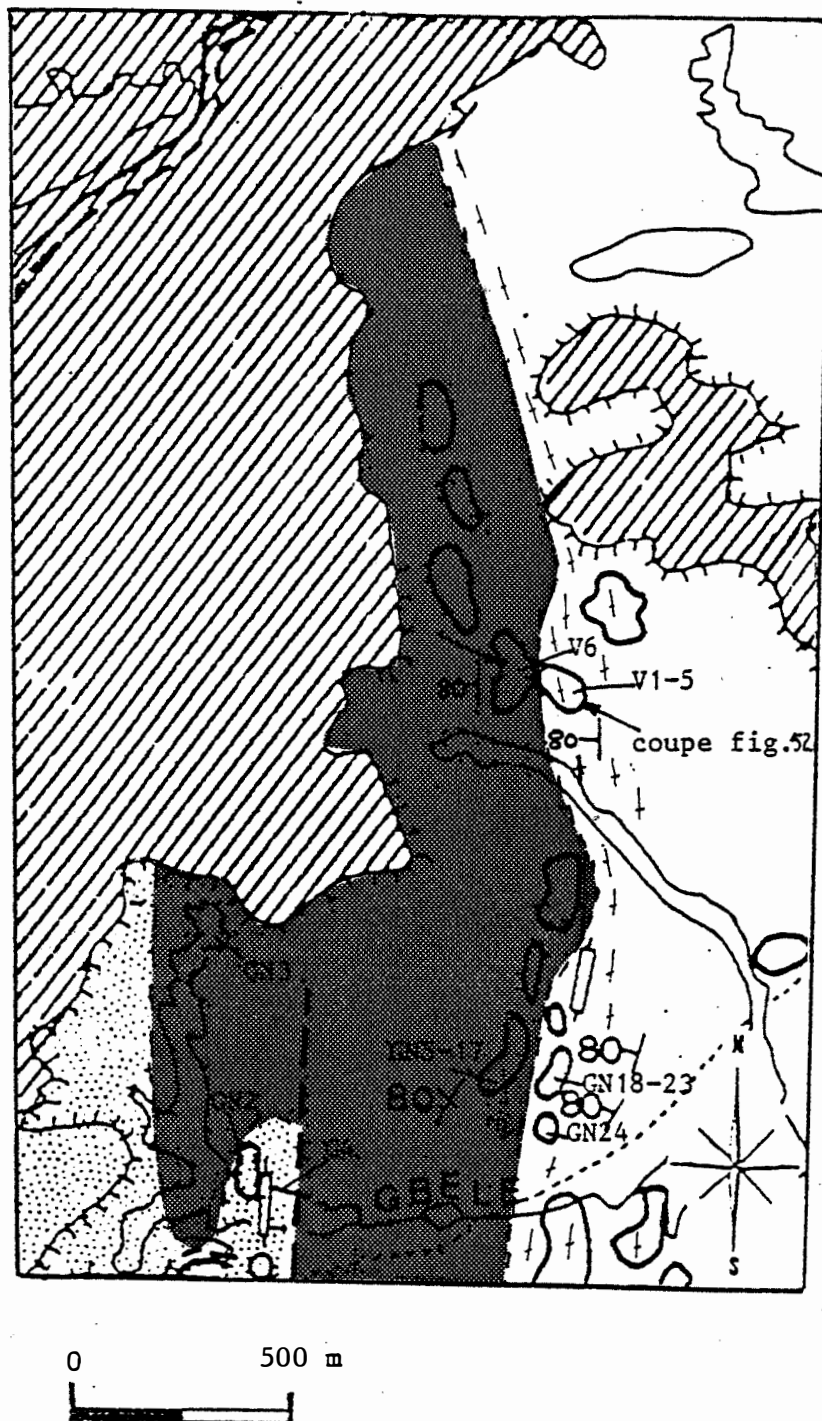
Elles n'ont, cependant jamais été une cible principale d'une étude dans la région, le minerai de fer étant le pôle essentiel d'intérêt en raison de son importance économique.

A. APOSTOLOU et al. (1972), faisant une synthèse des observations antérieures, ont mentionné la présence de "schistes amphiboliques et chloritiques" dans la zone centrale d'une bande de roches métamorphiques avec des phénomènes de tourmalinisation et de biotitisation au sein de cette formation au contact des granites.

Des travaux de J.L. POIDEVIN (1976), il ressort que ces roches sont des tholéiites et des komatiites. Pour cette dernière dénomination sur laquelle nous reviendrons ultérieurement, dans la partie pétrologique, nous notons au passage, qu'elle a été faite sur la seule base de la géochimie, du moins de ce que montre la publication. Elle semble toutefois confirmée par des travaux en cours (L. GIORGI, communication orale).

D'après nos travaux sur le terrain, les roches vertes constituent une formation prise dans un synclinal comme les autres formations métamorphiques, plissée et dont la puissance est très réduite dans le flanc occidental de la structure.

Le flanc oriental affleure sur plus de 500 m de large (Fig. 31). Les affleurements de cette formation se rencontrent presque exclusivement dans le Nord de la région étudiée à l'exception du dyke de gabbro quartzique qui se rencontre au Sud. Ce dyke n'a aucun lien apparent avec les roches vertes. Il sera étudié plus en détail avec les intrusions.



**Fig 31:** Le contact nord-est des roches vertes avec le granite et phénomènes de "migmatisation" subordonnés : aplites granitiques dans roches vertes et pegmatites et gneissification dans le granite. Il y a également développement de tourmaline dans cette zone de contact (GN12 et N1).

(voir légende p. 41)



Les roches vertes se présentent sous deux aspects : des noyaux durs et une enveloppe schisteuse également amphibolique. Le passage entre ces noyaux et les schistes amphiboliques est progressif.

Les roches vertes présentent en leur sein, dans les contacts orientaux avec le granito-gneiss, des filons d'aprites granitiques qui atteignent 50 cm de large et qui seront décrits dans la partie qui leur est réservée.

#### $\alpha$ ) Description pétrographique

##### $\alpha_1$ ) Description macroscopique

Les roches vertes sont des amphibolites, constituées presque exclusivement d'amphibole. Comme il a été dit précédemment, elles sont soit schisteuses, soit massives. Le grain des noyaux massifs est généralement fin (moins de 1 mm), et il semble que l'extrême dureté de certains affleurements (par exemple à l'entrée de la carrière et derrière le camp) corresponde à une granulométrie particulièrement fine. Les amphibolites sont parcourues de filonnets foncés de chlorite et de serpentine et réagissent très peu avec l'acide chlorhydrique.

Au contact des différentes formations, les minéraux suivants apparaissent :

- tourmaline au contact du granite (ph.2, pl.II),
- grenat, pyrite et chalcopryrite au contact des itabirites,
- chlorite au contact des gneiss.

Dans les zones très fracturées, en particulier dans la carrière, se développent en abondance des minéraux phylliteux, du talc, des carbonates... Ces faciès correspondent aux niveaux schisteux intercalés dans la série des roches vertes, d'après les études précédentes. Nous pensons que ce sont des altérations des amphibolites, et nous les étudierons au chapitre V, consacré aux minéralisations.

Les parties exposées de la formation, celles qui sont immédiatement sous la couverture latéritique se chargent en

magnétite, hématite. Les épontes des filons de quartz qui parcourent la formation ont subi une altération hydrothermale avec grenat et tourmaline et prennent la couleur vert-jaune-feuille, beige ou ocre selon le degré d'altération et selon la proximité de la latérite.

## $\alpha_2$ ) Description microscopique

Au microscope, les amphibolites présentent les caractères suivants :

Composition minéralogique et texture (fig. 32,33,34,35,36 et ph. 2,3,5,7 pl.II).

Deux faciès se distinguent selon la texture :

- le faciès à texture orientée correspondant aux faciès schisteux de la description macroscopique,
- le faciès à texture non orientée correspondant au faciès massif.

Entre ces deux faciès nous rencontrons des faciès intermédiaires. Des faciès particuliers se rencontrent aux différents contacts et dans des zones de fractures :

- le faciès à grenat au contact avec les itabirites (ph.6, pl.II),
- le faciès à tourmaline au contact NE avec le granite (ph.2, pl.II),
- le faciès à chlorite au contact des gneiss et dans la carrière.

### 1- Le faciès à texture non orientée à amphibole : éch. K5, (L13), Fig. 26 et ph.5, pl.II

La texture est granoblastique, non orientée et éventuellement poecilitique. La roche est constituée principalement de cristaux d'amphibole (hornblende) qui comportent souvent des inclusions de cristaux d'amphibole (hornblende également) losangiques, qui sont parfois orientés.

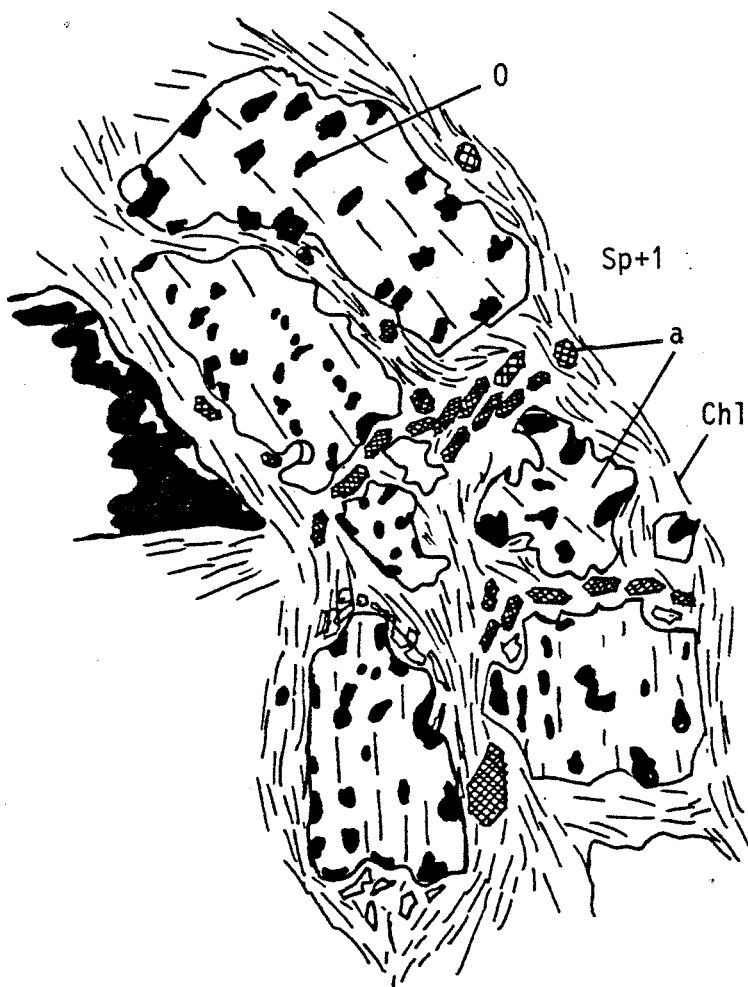


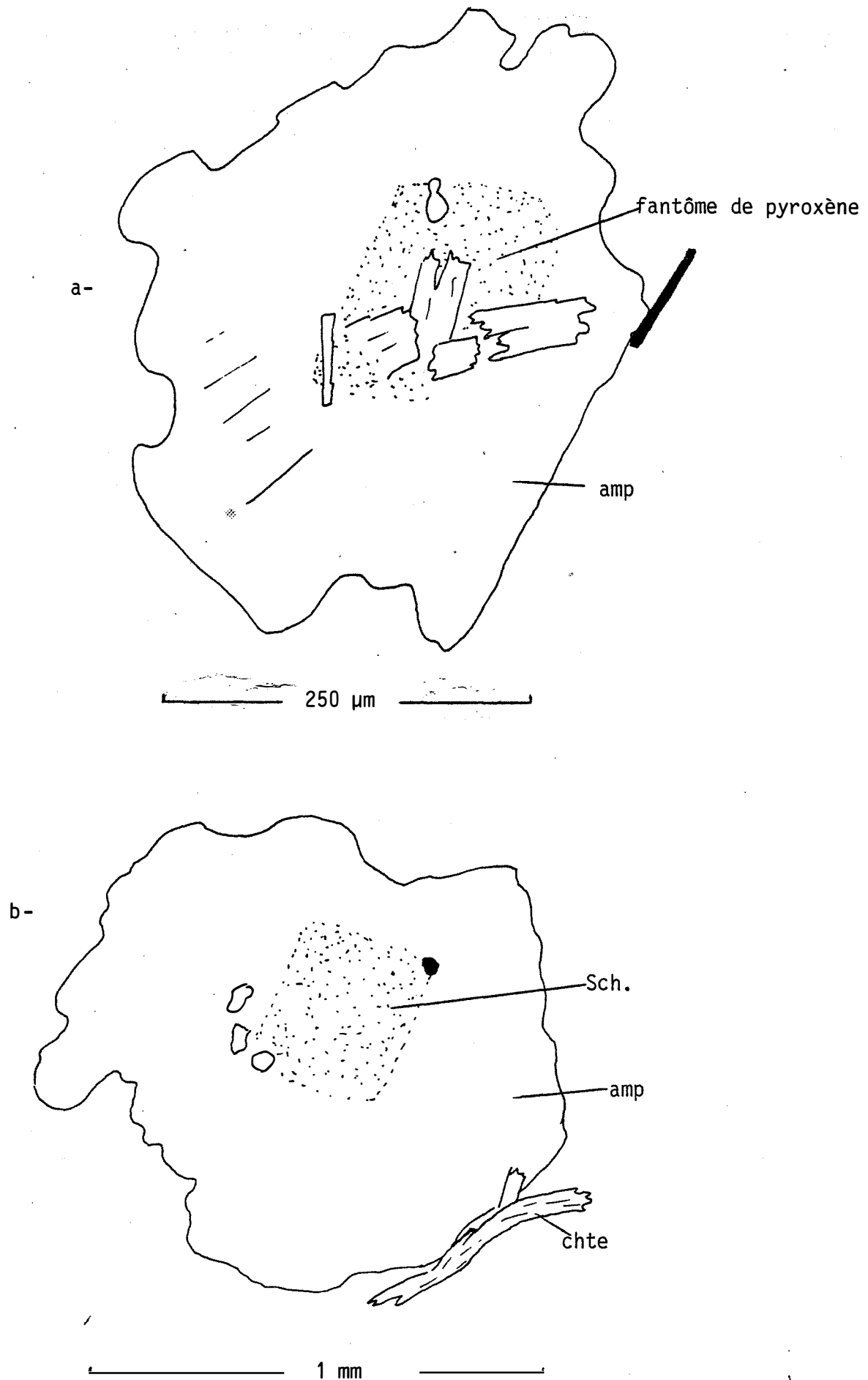
Fig. 32 : Texture granoblastique orientée (carrière).

a - amphibole  
chl.- chlorite  
0 - opaque

Les phénocristaux xénomorphes, qui sont colonisés par les oxydes au point d'être entièrement remplacés, sont moulés par les chlorites. L'amphibole néoformée se développe dans les lits de chlorite et exprime la schistosité  $S_p + 1$ .

éch. CH<sub>2</sub> (voir fig. 26)

Fig. 33: Les fantômes de pyroxène dans les amphiboles.  
échantillon Ch2 (fig. 26 )



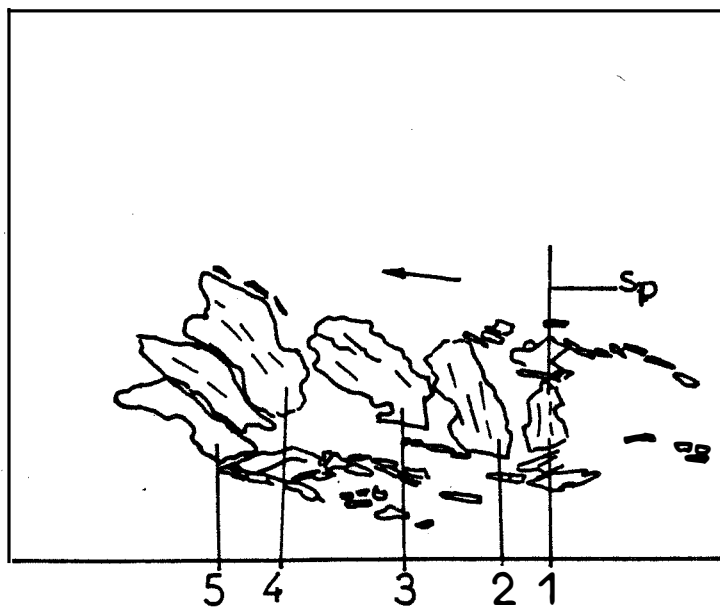


Fig. 34 : les premières phases de l'orientation dans le faciès à texture granoblastique intermédiaire les numéros 1,2,3,4,5 indiquent les positions successives des phénocristaux lors de leur réorientation selon Sp.

Sp : foliation principale - ech. BG 11\* (fig.26)

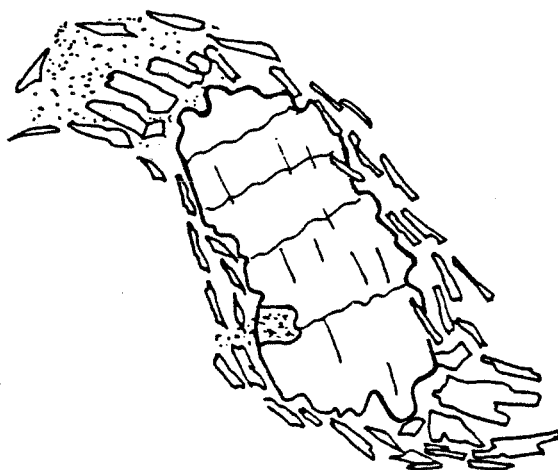
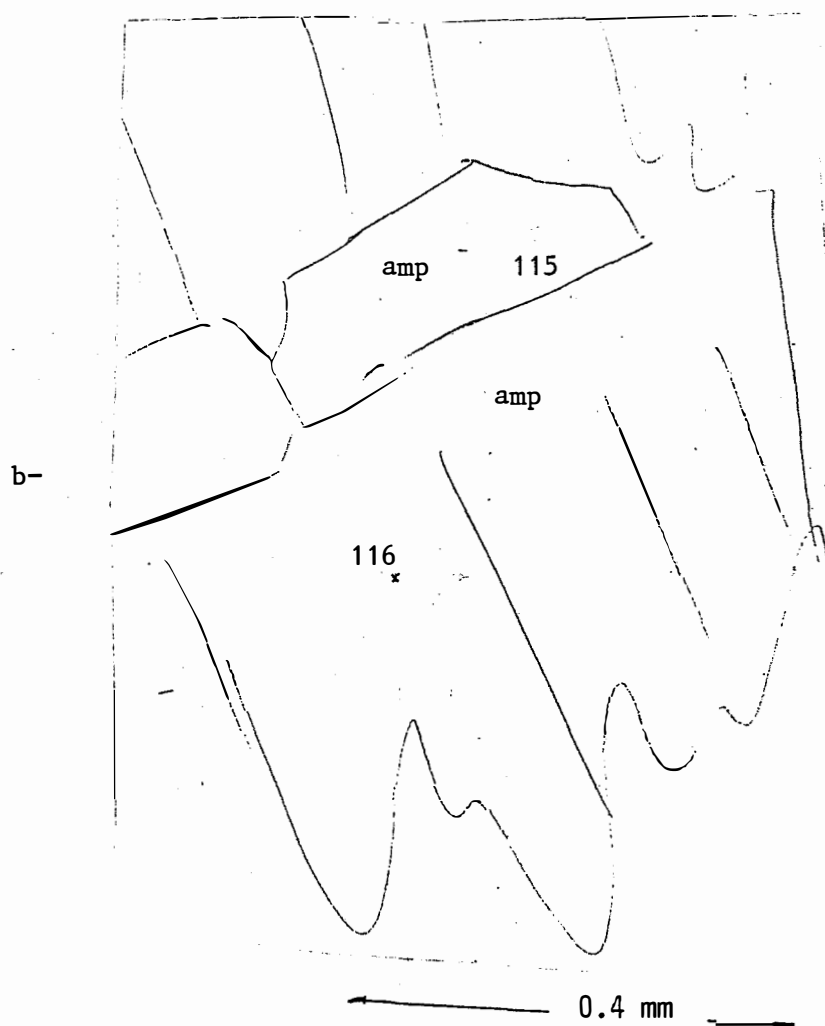
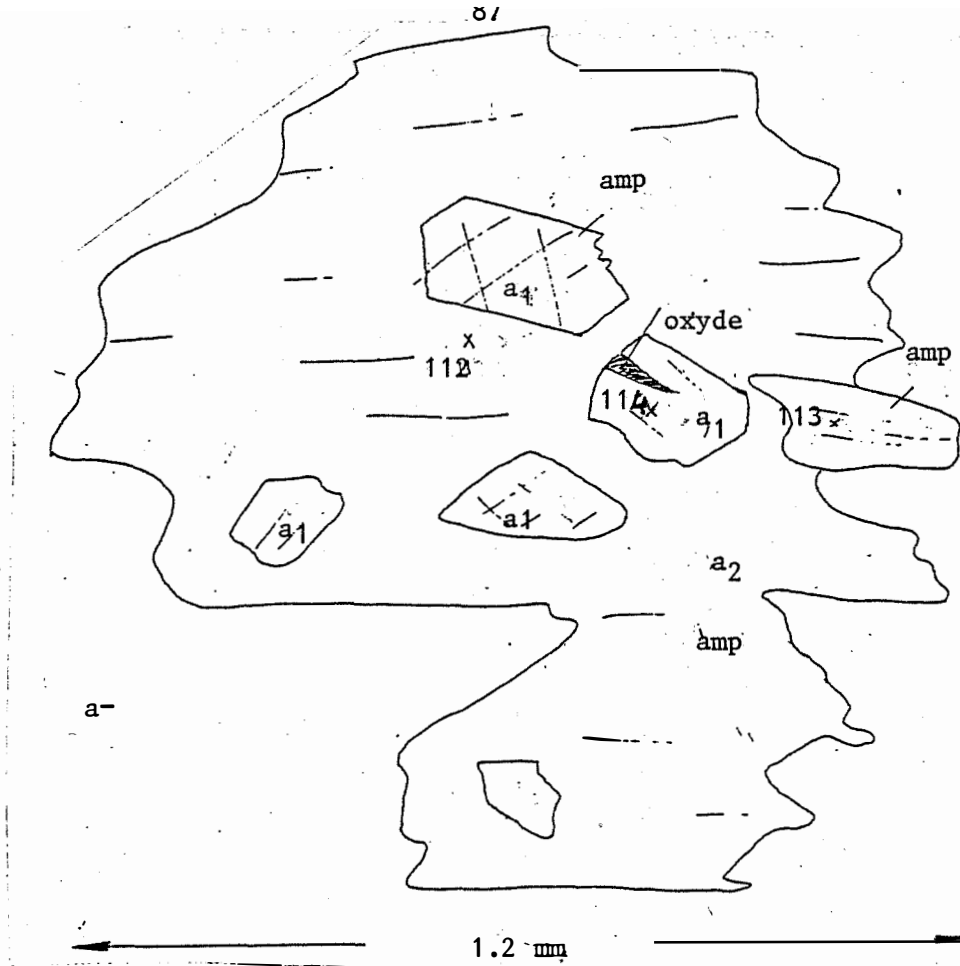


Fig. 35 : Foliation correspondant à l'allongement des cristaux d'amphibole déformée par une contrainte postérieure.

échantillon BG11 (fig.26)



**Fig.36** : Localisation des points analysés dans les amphiboles des roches vertes (fig.39, tabl.10)

a et b - échantillon GN3, c et d - éch. Ch6, e-2ch. BG14, g-2ch. BG04  
amp- amphibole ; chte- chlorite. fig.26

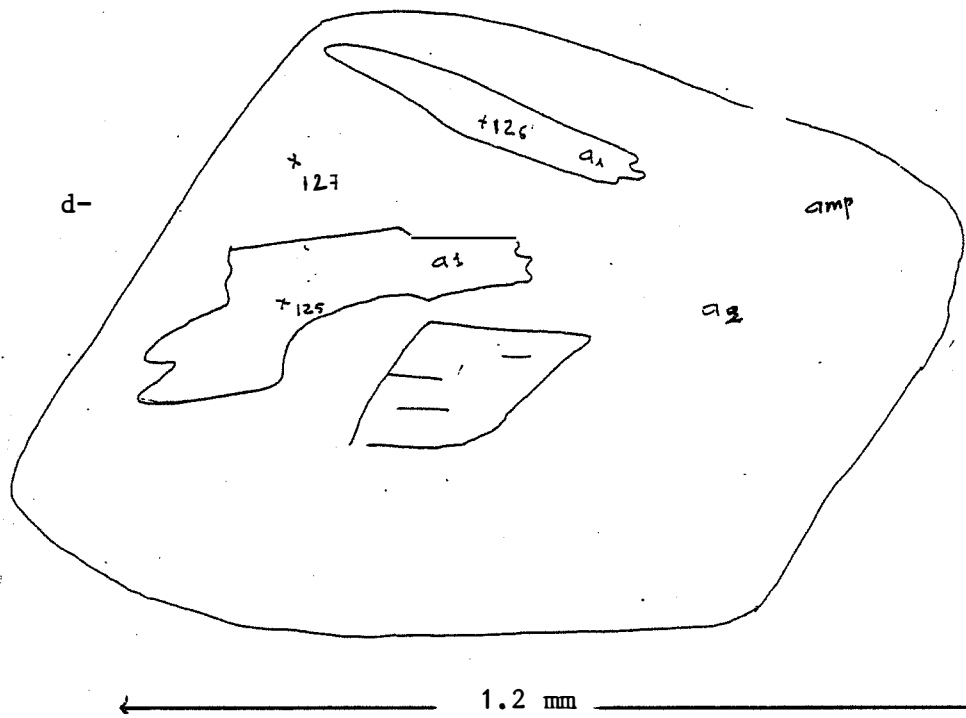
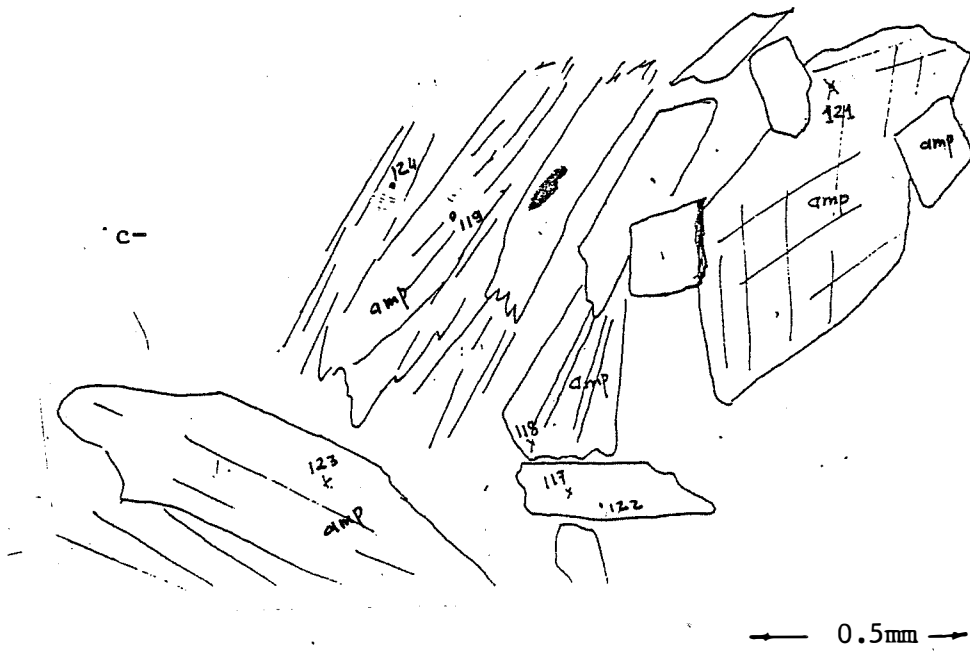
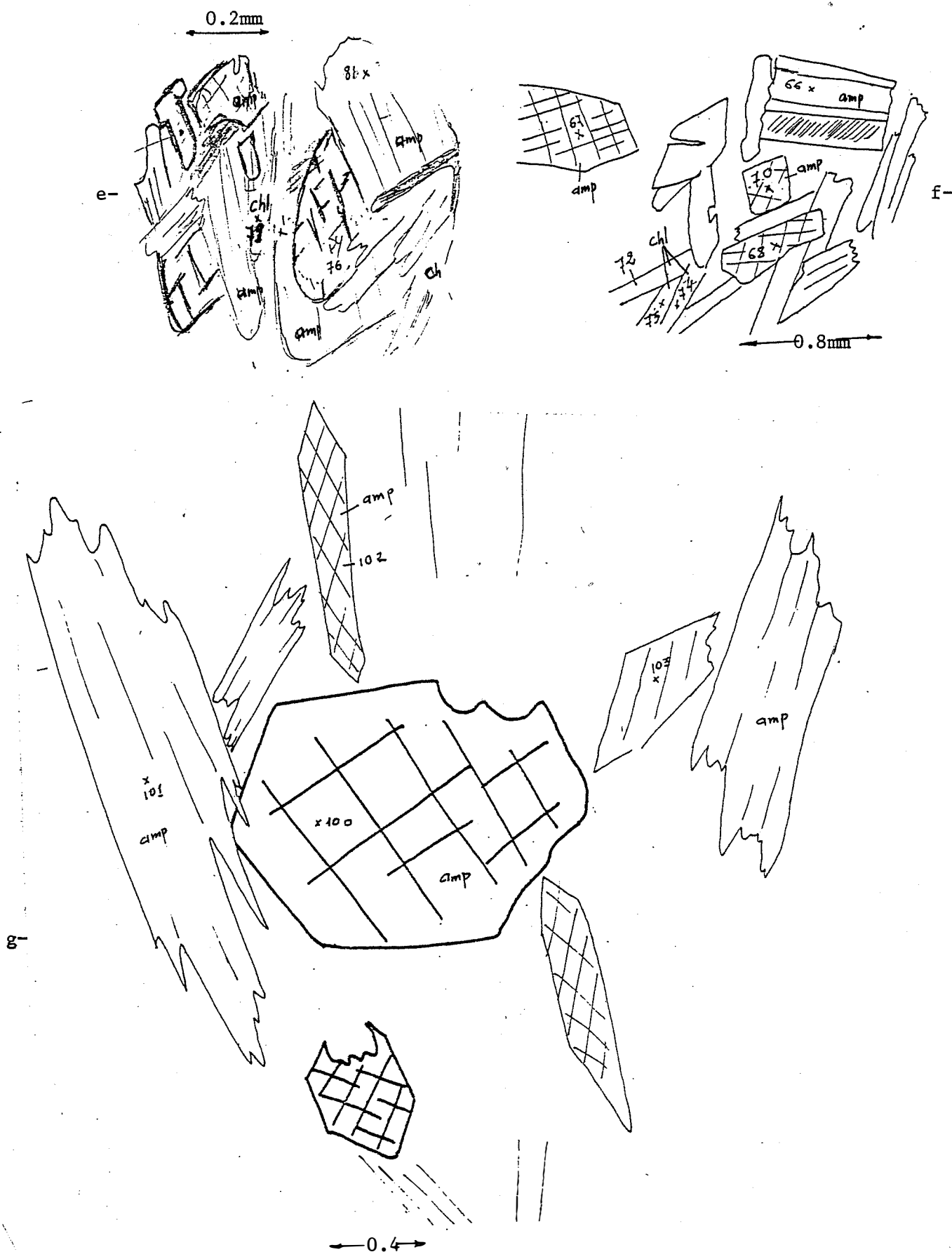


Fig.36 : c et d - échantillon Ch6



**Fig.36 :** e et f - échantillon BG14  
 g - échantillon BG04  
 amp- amphibole  
 chl- chlorite



A part la hornblende, la roche est composée d'actinote, d'épidote, de chlorite, d'hématite, de calcite, de sphène et de zircon.

2- Le faciès à texture non orientée et à olivine serpentinisée : éch. GS 1, 2, 26, 27 (Fig. 26, Ph.3, Pl.II).

C'est une roche composée de chlorite, souvent en filonnet, de serpentine, de talc, de carbonates (calcite, magnésite, ankérite) et d'hématite. Ce dernier minéral est souvent disposé sur le contour ou les clivages d'un minéral allongé dont seul reste le fantôme (Ph.3, Pl.II). Nous n'avons pas rencontré d'olivine non serpentinisée.

3- Le faciès à texture orientée : éch. BG 04, 05, 08, 09, 14, 33, 36, N1, CH 3-6, G 1-7, GN 1-13 (fig.26,32,34,35, ph.7, pl.II).

La roche de ce faciès a presque la même composition minéralogique. L'épidote est rare ; la chlorite, l'actinote et la calcite abondent. Les deux premières donnent à la roche la texture orientée.

Les amphiboles qui comportent en inclusion d'autres amphiboles se rencontrent de préférence dans ce faciès (fig. 36).

Le passage d'un faciès amphibolitique à texture non orientée à un faciès orienté est progressif.

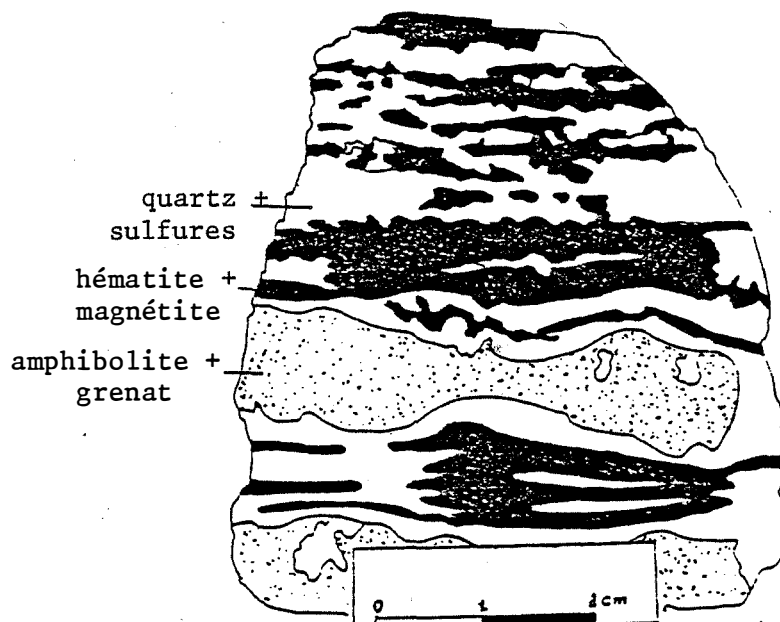
Le faciès intermédiaire (GS 10,11) est plus massif et le caractère orienté n'est visible qu'au microscope.

C'est dans ce faciès que s'observent les débuts d'orientation (fig. 34 et 35).

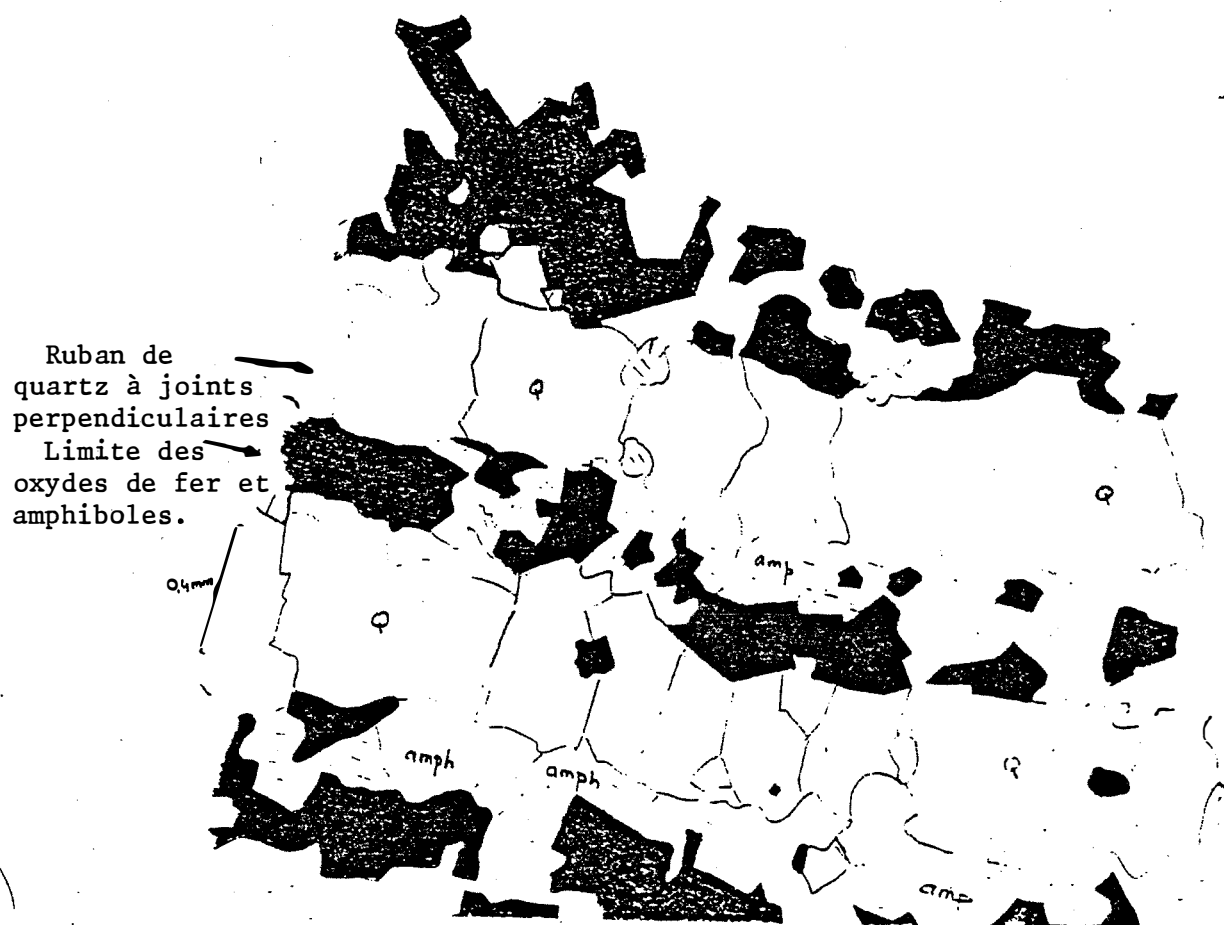
En dehors de ces principaux faciès, nous rencontrons aussi les faciès suivants :

4- Le faciès à grenat : éch. F32,33 (fig. 15,37,57 et ph.6, pl.II)

Il se trouve au contact des itabirites. C'est un faciès à texture granoblastique litée, où l'on observe une alternance de lits d'oxydes de fer, de lits de quartz à joints parfois



**Fig. 37a :** Echantillon de roches vertes au contact des itabirites à l'Ouest de la "Montagne de fer".  
 Noter l'alternance de lits de quartzite, de lits d'oxydes de fer et de lits d'amphibolite chargé de grenat. Ech. F32.  
 (fig.57)



**Fig. 37b :** alternances de lits de quartz et amphiboles et lits d'hématite et magnétite.  
 Ech. F32 L.P.

perpendiculaires aux lits d'oxydes de fer et de lits d'amphibole. Le caractère perpendiculaire des joints des lits de cristaux de quartz rappelle des textures blastomylonitiques.

Les lits d'oxydes de fer et ceux de quartz sont riches en chalcopryrite et en pyrite. Les lits d'amphibole sont riches en grenat. Cette paragenèse ne se rencontre qu'au contact de la roche verte avec les itabirites et la bande où se développent ces minéraux est centimétrique. Les amphiboles sont riches en zircon.

#### 5- Le faciès à tourmaline : éch. N1, GN12 (Fig. 26)

Ce faciès se rencontre au contact NE des roches vertes avec le granite. C'est un amphibolite à texture granoblastique orientée et à tourmaline.

La tourmaline s'est développée de façon amiboïde, englobant des cristaux automorphes d'amphibole.

Ces derniers se trouvent aussi en inclusion dans de plus grands cristaux d'amphibole. Le quartz est plus abondant que dans les autres faciès amphiboliques.

#### 6- Le faciès des zones de fractures (faciès à chlorite) : éch. Ch6, BG04, 05, Ch2 (Fig. 26)

Dans ce faciès, la chlorite (éch. Ch6, Fig.26), la muscovite (éch. Ch2) ont pris une importance telle que les auteurs antérieurs, en ont fait des formations indépendantes dans la succession stratigraphique : "chloritoschistes" et "sérécitoschistes".

Ces faciès sont le résultat d'une transformation intense des amphibolites sous l'action des fractures perpendiculaires à la foliation principale qui est orientée N-S et dont nous reparlerons dans la partie structurale.

L'amphibole est encore présente avec des phénocristaux (hornblende ou actinote) riches en oxydes secondaires : des amphiboles automorphes de même composition que les précédentes se rencontrent en inclusion ou non.

C'est surtout dans ce faciès que nous avons rencontré des fantômes de pyroxène (fig.34 ; ph.4, pl.II).

### α<sub>3</sub>) Conclusion

- 1- "Les schistes verts" à amphiboles sont des roches vertes massive à amphibole qui ont subi une foliation.
- 2- Il n'existe pas à BOGOIN, tout au moins dans le secteur étudié, de chloritoschiste et de séricitoschiste en niveaux distincts de l'amphibolite.
- 3- Nous n'avons pas observé de minéraux primaires ni olivine non serpentinisée, ni pyroxène en relique.
- 4- Les amphiboles sont des minéraux de métamorphisme.
- 5- Nous n'avons pas observé de texture magmatique (laves coussinées, fissures...).

### β) Etude chimique des différents minéraux des amphibolites

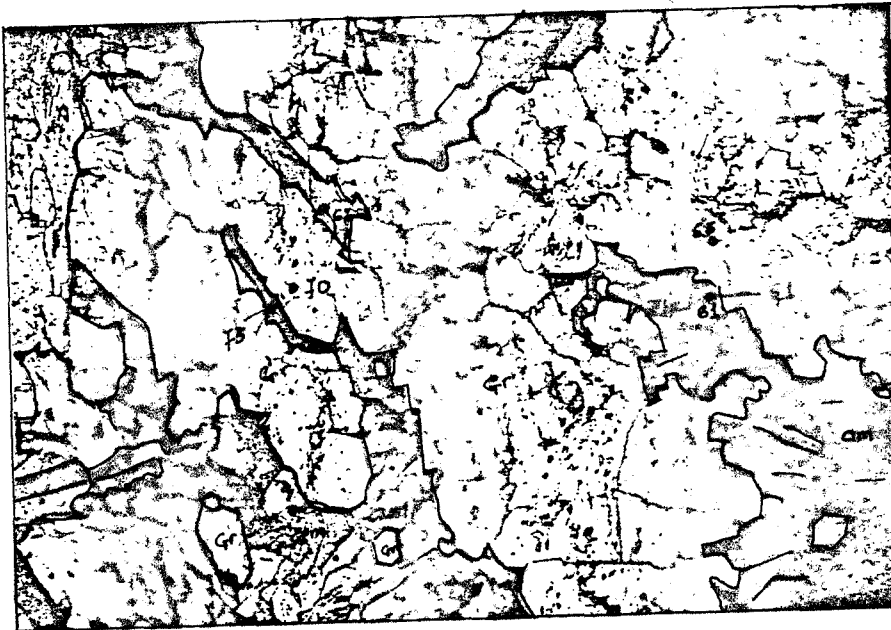
Les minéraux ont été analysés à la microsonde CAMEBAX du Laboratoire du MUSEUM de PARIS et de celui de l'Ecole des Mines de PARIS (FONTAINEBLEAU).

Les résultats des analyses sont rapportés dans le tableau 10. Les principaux points analysés sont localisés sur la figure 36 et 38.

Ces analyses ont pour but d'étudier le chimisme des différents minéraux de la roche.

Comme il a été dit plus haut, la composition minéralogique des amphibolites varie en fonction des faciès. Nous avons distingué des roches vertes orientées ou non à amphiboles et des roches vertes non orientées à olivine serpentinisée.

a-



GS27 x 190

**Fig.38:** Localisation des points analysés sur les minéraux des roches vertes (fig.39, Tab110)

a- faciès à grenat

b- roche verte à olivine serpentinisée

Gr- grenat

amp- amphibole

Serp- serpentine

calc- calcite

Minéral		AMPHIBOLES (sans Fluor et Chlore)									
N° Ech.		F 32		K 5							
N° Pers.		61	73	1	2	4	5	6	7	8	9
N° Sonde		3	13	1	2	4	5	6	7	8	9
concentration des oxydes en %	K	0.33	0.34	0.10	0.05	0.01	0.15	0.16	0.07	0.18	0.05
	NI	0.08	0.00	0.04	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	NA	1.18	1.46	0.80	0.72	0.36	0.77	1.02	0.62	0.62	0.53
	CA	10.80	11.03	11.97	12.06	12.51	12.01	11.71	12.22	11.22	11.95
	FE	26.29	25.50	11.67	10.67	9.49	10.58	12.23	9.68	10.19	9.96
	SI	42.55	42.84	49.21	50.73	53.27	50.95	49.28	52.46	52.92	52.77
	TI	0.21	0.19	0.28	0.13	0.00	0.13	0.26	0.18	0.07	0.14
	MN	0.26	0.13	0.15	0.21	0.17	0.30	0.19	0.10	0.10	0.12
	MG	5.41	5.73	14.99	15.91	17.59	16.37	14.77	17.10	16.79	17.22
	CR	0.03	0.01	0.19	0.80	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.28
	AL	11.04	10.99	6.82	5.65	4.06	5.88	8.33	4.59	4.94	4.17
	OH	1.93	1.94	2.05	2.07	2.11	2.08	2.08	2.09	2.10	2.10
		100.11	100.16	98.26	99.00	99.74	99.24	100.05	99.11	99.13	99.27
formules structurales	K	0.0660	0.0670	0.0185	0.0085	0.0013	0.0271	0.0285	0.0130	0.0332	0.0094
	NI	0.0103	0.0000	0.0049	0.0000	0.0219	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	NA	0.3544	0.4360	0.2265	0.2032	0.0993	0.2142	0.2858	0.1725	0.1730	0.1463
	CA	1.7952	1.8266	1.8777	1.8686	1.9037	1.8532	1.8059	1.8739	1.7165	1.8298
	FE	3.4121	3.2954	1.4287	1.2899	1.1269	1.2738	1.4723	1.1585	1.2167	1.1905
	SI	6.6024	6.6203	7.2065	7.3359	7.5663	7.3360	7.0952	7.5075	7.5572	7.5440
	TI	0.0241	0.0225	0.0313	0.0141	0.0000	0.0138	0.0284	0.0191	0.0070	0.0148
	MN	0.0339	0.0169	0.0185	0.0257	0.0199	0.0366	0.0229	0.0119	0.0121	0.0144
	MG	1.2509	1.3200	3.2714	3.4281	3.7232	3.5133	3.1687	3.6471	3.5745	3.6687
	CR	0.0032	0.0009	0.0223	0.0915	0.0000	0.0033	0.0033	0.0000	0.0000	0.0313
	AL	0.0187	2.0008	1.1772	0.9622	0.6801	0.9977	1.4130	0.7741	0.8314	0.7019
	OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
		16.5713	16.6064	16.2835	16.2276	16.1425	16.2689	16.3240	16.1776	16.1217	16.1510
	FM	0.7337	0.7151	0.3067	0.2773	0.2355	0.2717	0.3206	0.2429	0.2558	0.2472

Tableau 10 : analyses à la microsonde CAMEBAX des minéraux des roches vertes (fig, 26, 37, 38)

Minéral		AMPHIBOLES (sans Fluor ni Chlore)													
N° Ech.		BG 14								BG4		GN3			
N° Pers.															
N° Sonde		62	63	66	69	70	71	76	77	101	102	112	113	114	115
oxydes %	K	0.26	0.19	0.02	0.09	0.07	0.03	0.05	0.05	0.27	0.32	0.6	0.67	0.58	0.66
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	0.62	0.59	0.48	0.85	0.83	0.6	0.59	0.53	1.13	1.49	1.73	1.82	1.81	1.87
	CA	12.3	12.23	12.21	11.91	11.9	11.92	11.98	12.18	11.73	11.18	11.17	11.11	11.1	10.96
	FE	10.25	10.21	10.45	11.66	11.68	10.67	23.7	10.61	14.59	15.9	21.63	21.67	21.19	21.45
	SI	51.34	51.6	53.16	50.11	50.42	52.77	52.75	52.77	46.98	43.97	41.52	41.46	41.6	41.62
	TI	0.16	0.09	0.04	0.17	0.25	0.03	0.01	0.03	0.35	0.33	0.65	0.42	0.35	0.44
	MN	0.33	0.28	0.21	0.25	0.24	0.26	0.22	0.22	0.22	0.27	0.22	0.25	0.19	0.22
	MG	15.93	16.07	16.56	14.24	14.7	16.28	16.34	16.38	12.51	9.91	7.31	7.06	7.33	7.21
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	5.45	5.37	3.79	9.26	6.65	4.68	4.44	4.20	10.96	13.85	13.25	13.84	13.14	13.41
	OH	2.05	2.04	2.08	2.01	2.08	2.09	2.04	2.05	2.01	1.94	1.97	1.97	1.93	1.97
		98.7	98.7	99.04	98.5	98.83	99.39	99.26	99.11	99.9	99.41	100.11	100.3	99.34	99.86
formule structurale	K	0.048	0.35	0.003	0.017	0.014	0.005	0.009	0.008	0.05	0.059	0.11	0.12	0.113	0.127
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	0.173	0.165	0.133	0.23	0.23	0.166	0.163	0.146	0.31	1.41	0.4	0.52	0.52	0.54
	CA	1.89	1.88	1.86	1.84	1.84	1.81	1.83	1.86	1.81	1.77	1.8	1.79	1.8	1.77
	FE	1.211	1.20	1.21	1.37	1.36	1.22	1.35	1.22	1.58	1.98	2.63	2.64	2.61	2.63
	SI	7.39	7.41	7.59	7.26	7.27	7.502	7.51	7.54	6.78	6.46	6.25	6.23	6.31	6.24
	TI	0.017	0.01	0.005	0.019	0.027	0.003	0.001	0.003	0.038	0.036	0.07	0.047	0.04	0.05
	MN	0.04	0.035	0.025	0.031	0.029	0.032	0.027	0.027	0.027	0.034	0.02	0.032	0.02	0.022
	MG	3.41	3.44	3.52	3.07	3.16	3.45	3.47	3.48	2.69	2.17	1.64	1.58	1.65	1.62
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	0.924	0.9	0.62	1.24	1.13	0.77	0.74	0.7	1.86	2.5	2.35	2.45	2.34	2.38
	OH	1.96	1.95	1.98	1.94	1.89	1.98	1.94	1.95	1.93	1.89	1.97	1.97	1.94	1.98

Tableau 10 (suite 1)

Minéral		AMPHIBOLES (sans Fluor et Chlore)							CHLORITES					
N° Ech.		GN3	CH6						GN12					
N° Pers.		59	65	66	67	68	70	71	64	75	72	73	74	79
N° Sonde		116	122	123	124	126	127	128	121	132	72	73	74	79
oxydes %	K	0.61	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.7	0.01	0.02	0.14	0.09	0.03
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	1.57	0.12	0.07	0.09	0.08	0.09	0.11	0.06	0.01	0.01	0.04	0.05	0.03
	CA	11.12	12.1	12.28	12.24	12.39	12.22	12.27	0.83	0.04	0.04	0.05	0.1	0.11
	FE	20.91	7.69	7.48	7.74	6.91	7.17	7.63	13.85	19.52	17.56	17.38	17.44	18.18
	SI	41.99	56.81	56.93	56.82	57	56.65	56.41	32.18	25.7	26.21	26.47	27.16	26.58
	TI	0.46	0	0	0.02	0	0	0	0.04	0.02	0.06	0	0	0.02
	MN	0.25	0.18	0.16	0.14	0.11	0.13	0.16	0.07	0.18	0.25	0.29	0.67	0.07
	MG	7.29	19.97	19.72	19.79	20.14	20.07	19.76	21.82	18.31	20.43	19.65	18.8	19.26
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	13.20	0.49	0.22	0.44	0.22	0.39	0.48	15.16	19.52	21.15	20.62	20.9	21.00
	OH	1.94	2.15	2.13	2.14	2.08	2.13	2.04	11.71	11.43	11.59	11.45	11.54	11.51
		99.44	99.53	99.05	99.47		99.07	99.09	96.46	96.8	97.34	96.09	96.8	96.95
concentration atomique	K	0.118	0.004	0.002	0.004	0.003	0.004	0.04	0.18	0.002	0.004	0.03	0.024	0.007
	NI	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	NA	0.459	0.032	0.018	0.025	0.022	0.002	0.029	0.025	0.003	0.004	0.01	0.021	0.012
	CA	1.802	1.80	1.84	1.83	1.85	1.83	1.84	0.18	0.01	0.008	0.01	0.02	0.024
	FE	2.56	0.845	0.83	0.85	0.77	0.8	0.85	2.37	3.42	3.036	3.04	3.02	3.16
	SI	6.34	7.91	7.97	7.92	7.97	7.93	7.91	6.58	5.39	5.42	5.54	5.63	5.52
	TI	0.053	0	0	0.002	0	0	0	0.006	0.004	0.009	0	0	0.004
	MN	0.032	0.021	0.019	0.017	0.013	0.16	0.02	0.012	0.032	0.04	0.051	0.11	0.03
	MG	1.64	4.14	4.12	4.11	4.19	4.18	4.13	6.65	5.72	6.29	6.13	5.81	5.97
	CR	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	AL	2.35	0.08	0.037	0.09	0.03	0.064	0.079	3.67	3.42	5.1	5.1	5.1	5.1
	OH	1.95	1.99	1.98	1.99	1.94	1.99	1.91	15.99	15.98	15.99	15.98	15.97	15.96

Tableau 10 (suite 2)



Minéral		GRENATS					TALC					SERPENTINE	
N° Ech.		F 32					GS 27					GS 27	
N° Pers.		63	64	65	68	69							
N° Sonde		5	6	7	9	10	1	2	3	4		6	7
oxydes en %	K	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04
	NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	NI	0.24	0.16	0.13	0.31	0.24	0.11
	NA	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	NA	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
	CA	3.24	3.44	8.27	3.32	3.34	CA	0.05	0.03	0.12	0.11	0.00	0.01
	FE	34.30	34.66	30.05	34.20	35.72	FE	2.42	4.25	1.20	4.39	4.38	4.26
	FE	0.00	0.42	0.61	0.76	0.79	SI	51.27	44.82	60.70	45.01	42.14	41.86
	SI	35.87	36.70	37.64	34.89	37.37	TI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
	TI	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	MN	0.06	0.13	0.05	0.00	0.05	0.09
	MN	4.01	3.40	3.52	3.97	2.80	MG	32.49	34.79	29.10	34.79	36.63	37.58
	MG	1.32	1.39	0.85	1.30	1.58	CR	0.00	0.28	0.11	0.08	0.19	0.04
	CR	0.00	0.16	0.00	0.00	0.05	AL	1.21	2.50	0.05	2.81	2.17	2.02
	AL	21.03	20.63	21.09	20.00	20.83	OH	13.30	12.84	9.06	12.92	12.57	12.59
		99.82	100.89	102.06	98.46	102.48		101.05	99.79	100.55	100.43	98.44	98.60
concentration atomique	K	0.0109	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	K	0.0000	0.0000	0.0019	0.0000	0.0011	0.0024
	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	NI	0.0088	0.0060	0.0132	0.0117	0.0092	0.0044
	NA	0.0000	0.0111	0.0133	0.0097	0.0000	NA	0.0006	0.0000	0.0052	0.0000	0.0039	0.0000
	CA	0.5693	0.5969	1.4026	0.5949	0.5697	CA	0.0024	0.0014	0.0172	0.0057	0.0000	0.0006
	FE	4.6995	4.6905	3.9797	4.7829	4.7561	FE	0.0911	0.1656	0.1328	0.1703	0.1744	0.1694
	FE	0.0000	0.0514	0.0722	0.0951	0.0953	SI	2.3089	2.0905	8.0295	0.0866	2.0080	1.9915
	SI	5.8764	5.9391	5.9609	5.8360	5.9516	TI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003
	TI	0.0000	0.0069	0.0000	0.0000	0.0000	MN	0.0023	0.0050	0.0051	0.0000	0.0022	0.0035
	MN	0.5559	0.4663	0.4722	0.5620	0.3778	MG	2.1809	2.4192	5.7381	2.4041	2.6015	2.6648
	MG	0.3222	0.3364	0.2002	0.3253	0.3753	CR	0.0000	0.0103	0.0118	0.0029	0.0072	0.0013
	CR	0.0000	0.0199	0.0000	0.0000	0.0058	AL	0.0640	0.1372	0.0076	0.1534	0.1219	0.1133
	AL	4.0615	3.9352	3.9375	3.9419	3.9091	OH	2.0000	2.0000	4.0000	2.0000	2.0000	2.0000
		16.0957	16.0537	16.0384	16.1477	16.0407		6.6589	6.8353	17.9629	6.8347	6.9295	6.9517
	FM	0.9422	0.9388	0.9570	0.9426	0.9319	FM	0.0411	0.0659	0.0235	0.0661	0.0636	0.0609
	AL	0.7645	0.7707	0.6573	0.7634	0.7824							
	PY	0.0524	0.0553	0.0331	0.0519	0.0617							
	SP	0.0904	0.0766	0.0780	0.0897	0.0622							
	GR	0.0926	0.0788	0.2138	0.0722	0.0688							
	AD	0.0000	0.0137	0.0179	0.0228	0.0235							
	UV	0.0000	0.0049	0.0000	0.0000	0.0014							

## a) Les roches vertes orientées à amphiboles

### 1/ Les amphiboles (fig. 39 et tableau 10)

Le diagramme de LEAKE (1978) montre que les amphiboles sont en général magnésiennes, ce qui traduit le caractère magnésien de la roche avant le métamorphisme. Toutefois, celles des roches au contact des itabirites (F32, GN3) sont ferrifères : analyses 61, 62, 73, 112, 113, 114, 115, 116 (Fig. 39, Tableau 10).

Les minéraux poecilites (analyses 112, 116, 127) ont sensiblement les mêmes compositions chimiques que leurs inclusions : respectivement, les analyses (113, 114), 115, (125, 126).

Les amphiboles rencontrées sont les suivantes :

- des hornblendes tschermakitiques (anal. 99, 102, 134),
- des hornblendes ferrotschermakitiques (anal. 114, 115, 116, 112, 113).
- des ferrohornblendes (anal. 61, 67, 73),
- des hornblendes magnésiennes (anal. 6, 10, 69, 101, 131, 133, 139),
- des actinotes (anal. 4, 8, 9, 66, 76, 77, 123, 124, 126, 128),
- des trémolites (anal. 127, 122, 125).

Les minéraux proches des pôles tschermakitiques sont plus abondants dans les roches massives et intermédiaires alors que les actinotes et trémolites le sont plus dans les faciès foliés.

### 2/ Les chlorites (fig. 40, tableau 10)

Le diagramme de M.H. HEY (1954) nous a permis d'identifier quelques chlorites. Dans les roches à texture orientée, la chlorite est la penninite alors que dans les roches à texture intermédiaire, c'est de la ripidolite.

### 3/ Les grenats

Les résultats des analyses des grenats rapportés dans le tableau 10 montrent que ce sont des almandins.

b) Les roches vertes à olivine serpentinisée

Nous avons analysé le talc et la serpentine pour vérifier nos déterminations en lames minces. Ces analyses ont été faites à la microsonde au Laboratoire du MUSEUM sur les minéraux d'une seule roche GS27. Les résultats sont reportés dans le tableau 10.

Les analyses 1 et 2 montrent des minéraux à compositions intermédiaires entre le talc et la serpentine. Les analyses 3 et 4 donnent du talc ; 5, 6 et 7 donnent de la serpentine.

α) Histoire de la formation des roches vertes : éléments de chronologie minéralogique.

Les différentes observations permettent de proposer le schéma chronologique suivant (fig. 41) :

1- les minéraux primaires :

- olivine actuellement entièrement serpentinisée, échantillon GS 1, 2, 26, 27 (Fig. 22, ph.3 pl.II).
- pyroxène entièrement amphibolitisé (Fig. 33).

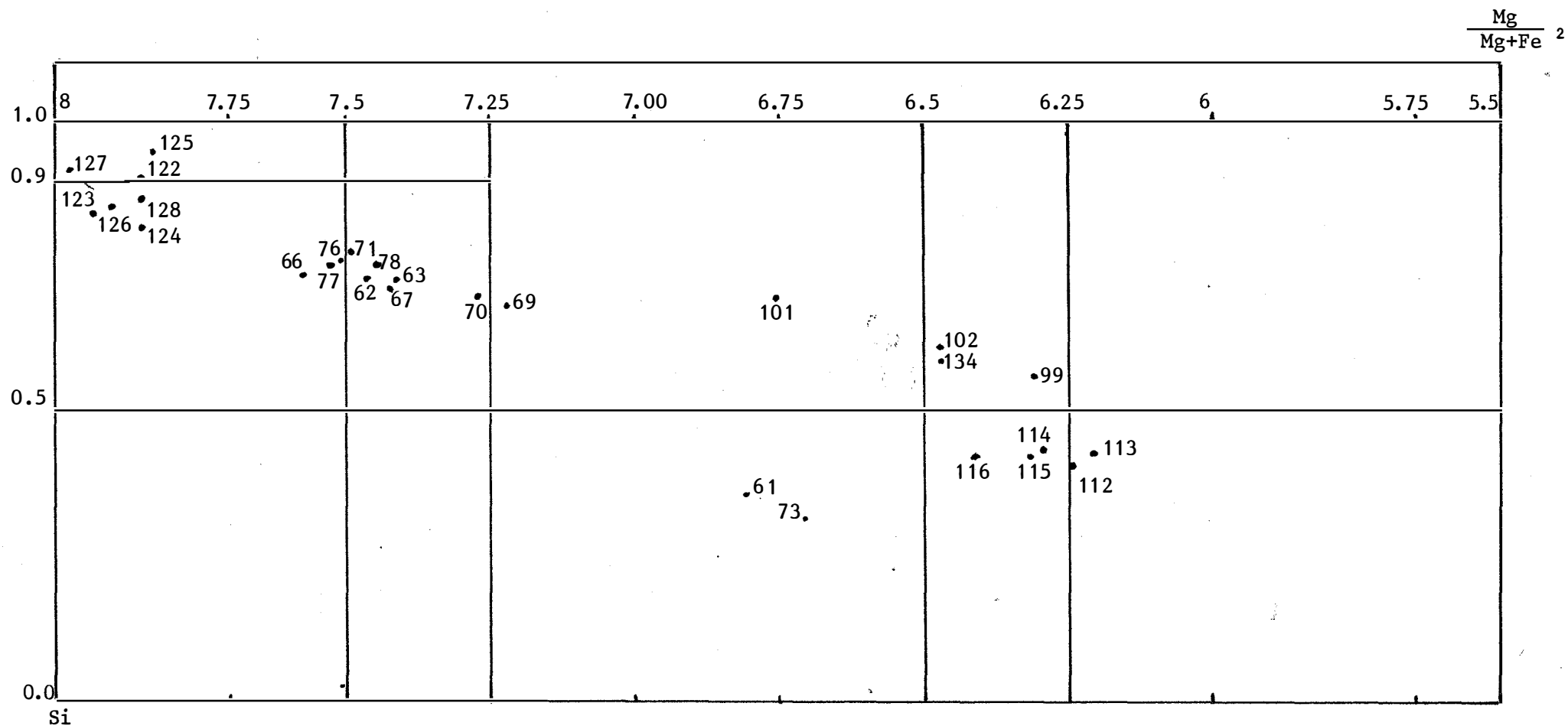
2- les minéraux de métamorphisme :

- Les amphiboles (hornblende poécilitique ou actinote - trémolite) en grands cristaux non orientés ou disposés en travers de la foliation principale, c'est à dire selon une éventuelle foliation Sp-1 (fig. 36)

- les amphiboles (hornblende ou trémolite) aciculaires ou losangiques disposés selon la foliation principale Sp ou inclus dans les grands cristaux d'amphiboles poécilitiques (Fig. 36). Le fait que ces petits cristaux automorphes se développent parfois à cheval sur la limite de grands amphiboles montre que leur croissance est postérieure (fig.37a,c).

- la tourmaline du faciès à tourmaline (P. ) qui englobe les amphiboles losangiques.

- le grenat dans le faciès à grenat (P.).



**Fig. 39 :** répartition des amphiboles de la roche verte dans le diagramme de E. LEAKE (1978).

On note une évolution décroissante du rapport  $\frac{Mg}{Mg+Fe}^2$  en fonction de Si des cumulats aux schistes qui sont en partie supérieure de la formation. Il est important de noter que les amphiboles en inclusion ont toujours la même composition que celles qui les contiennent (voir fig.37, 38 et tableau 10).

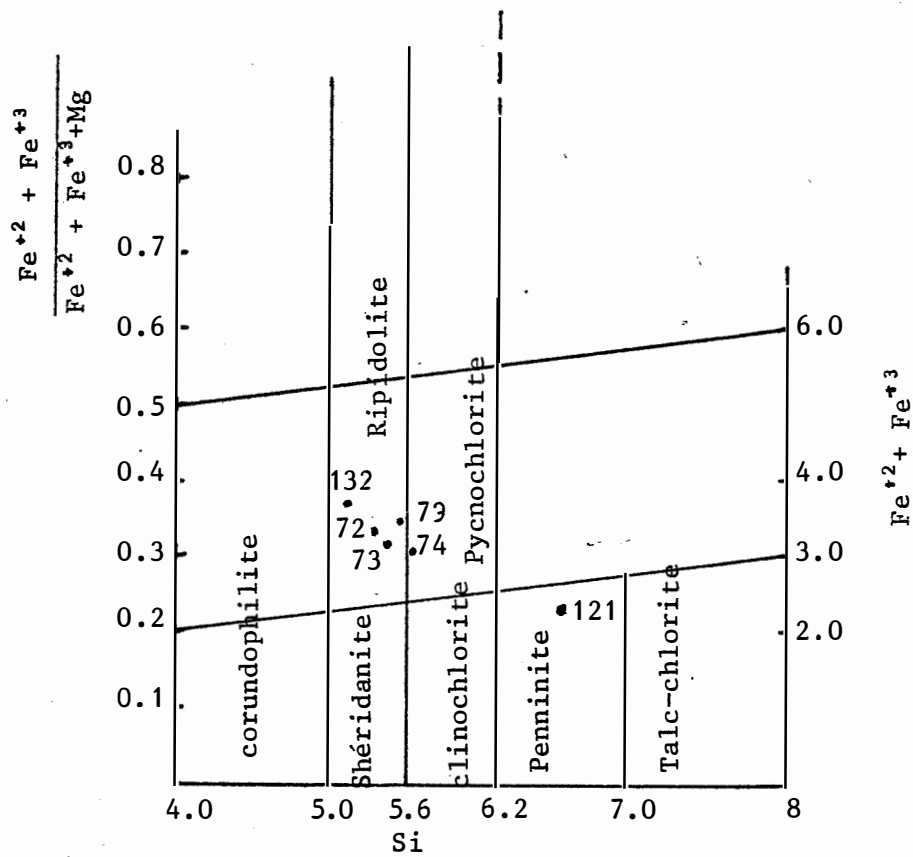


Fig. 40 : Distribution des chlorites  
dans le diagramme du M. H. HEY (1954)  
On assiste également à une augmentation  
du Fe du toit vers la base de la formation.  
(voir fig. 36 et tableau 10).

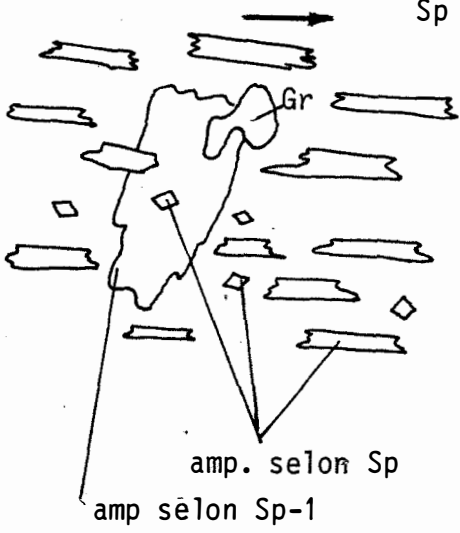
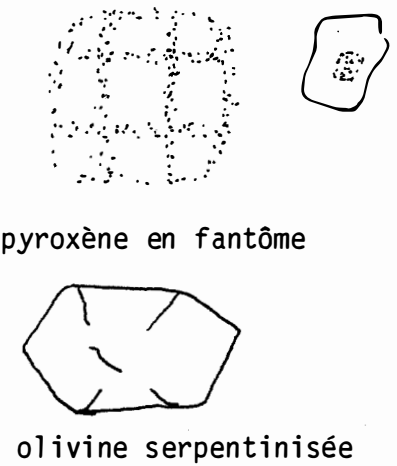
<p>minéraux de métamorphisme :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- amphiboles en grands cristaux (hornblende et trémolite-actinote) antérieurs à Sp.</li> <li>- amphiboles en petits cristaux automorphes orientés selon Sp.</li> <li>- grenat</li> <li>- les minéraux d'altération seront étudiés au chapitre V</li> </ul>	<p>amphiboles orientés ou non selon Sp-1 et amphiboles orientés selon la foliation principale Sp</p> 	<p>Fig. 36, 39a ph.5,6,7 pl.II</p>
<p>minéraux primaires :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- olivine serpentinisée</li> <li>- pyroxène (fantôme)</li> </ul>		<p>Fig.33, ph.4, pl.II</p> <p>Fig. 38b</p>

Fig.41 : Illustration de la chronologie relative de la formation des minéraux primaires et de métamorphisme dans les roches vertes.

Gr- grenat

Sp- foliation principale

Sp-1- foliation antérieure à la foliation principale

Les minéraux accessoires (zircon et apatite) sont contemporains de l'olivine ou du pyroxène. Les minéraux d'altération (amphiboles, épidote, chlorite, carbonates, serpentine, talc et oxydes de fer) liés aux fracturations et aux minéralisations seront étudiées au Chapitre V.

### Conclusion :

Les roches vertes de BOGOIN affleurent surtout dans la partie orientale du secteur. Elles comprennent des faciès orientés et des faciès non orientés.

- aucun minéral magmatique relictuel n'a été observé dans aucun faciès.

- les roches ont subi un métamorphisme (que nous étudierons plus bas) sans déformation (roches non orientées ou avec déformation (roches orientées)).

- les amphiboles des roches vertes sont généralement magnésiennes, mais celles des roches au contact des itabirites sont ferrifères.

- la tourmaline se développe dans les roches vertes au contact des granites.

- une série très réduite de roches vertes apparaît dans la partie nord-ouest du secteur en contact direct avec les itabirites. Elles sont plus riches en fer que les précédentes (grenat, amphiboles ferrifères). Le contact amphibolite-itabirite est très tectonisé.

## 6) Le dyke de gabbro quartzique

-----

C'est un faciès qui n'a jamais été décrit auparavant.

Il affleure sur la rive droite de la WALEMBOU et est sécant à la formation siliceuse rubanée au sein de laquelle il apparaît (fig. 18 et 43).

Dans sa partie WSW, ce dyke présente un faciès grossier non orienté (éch. F11, F12) qui passe progressivement dans sa partie ENE à un faciès plus fin avec une foliation plus ou moins nette de direction N35, correspondant à la foliation principale, avec un pendage vers le Nord-Ouest de 65°.

Dans sa partie sud, son affleurement est une aiguille comportant des enclaves de quartzite blanc allongées et sub-verticales disloquées et sinueuses (fig. 43).

Le dyke constitue un filon pris dans l'angle d'un panneau délimité par une faille N130 et une faille N60, ce qui explique sa faible extension en allongement (200m). Sa largeur est de l'ordre de 3m.

### A) Description macroscopique

#### a) Le faciès très grossier non orienté (éch. F11, F12)

La roche est constituée de grands cristaux centimétriques d'amphiboles non orientés dans un ciment quartzeux et feldspathique (ph.8 pl.II), ce qui lui donne une couleur vert-gris.

#### b) Le faciès fin et folié (éch. F13)

Ce faciès est constitué d'amphiboles millimétriques. Il est vert très sombres.

#### c) Le faciès intermédiaire (éch. F14)

Ce faciès présente un passage progressif du faciès grossier et non orienté au faciès fin et orienté. Ce passage se fait dans l'intervalle d'une bande centimétrique.



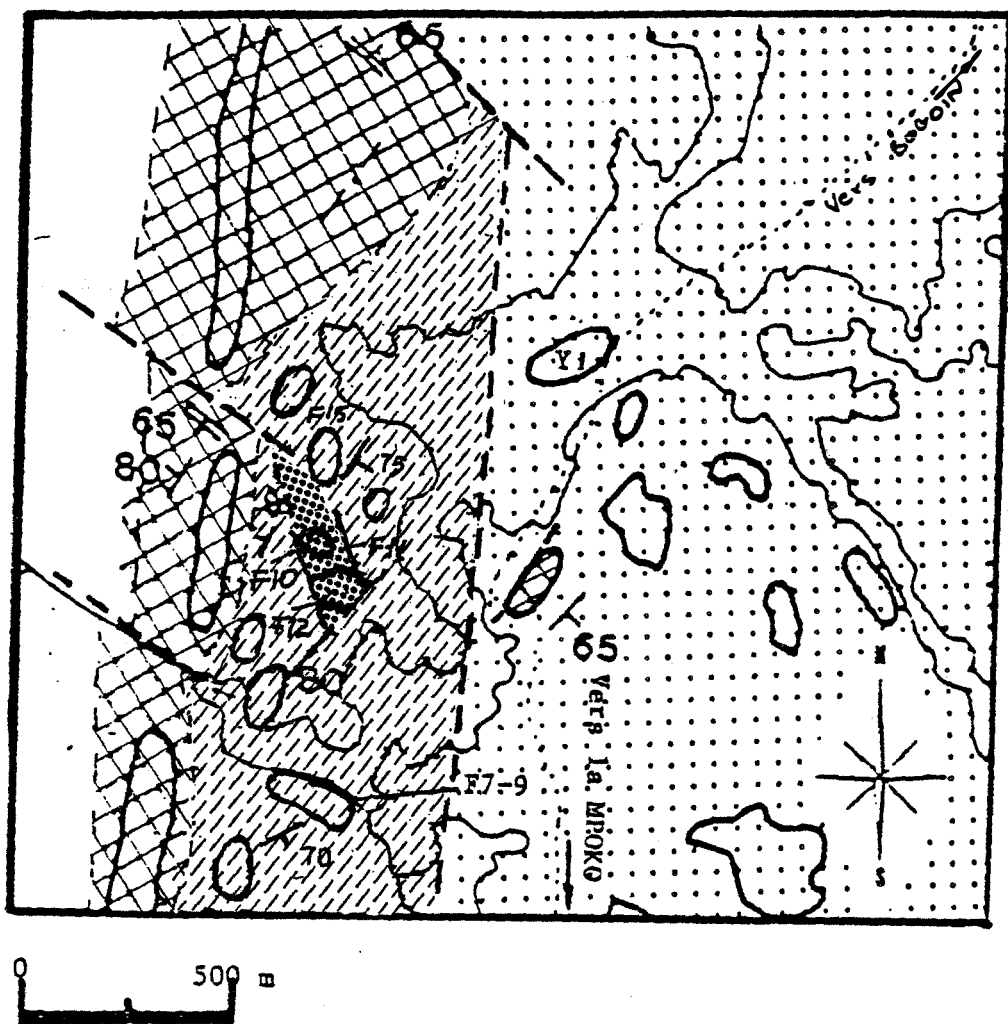


Fig.42 : Le dyke de gabbro quartzique dans la formation volcanosédimentaire archéenne et le pointement d'itabirite dans le grès-quartzite protérozoïque. (voir légende p.41)

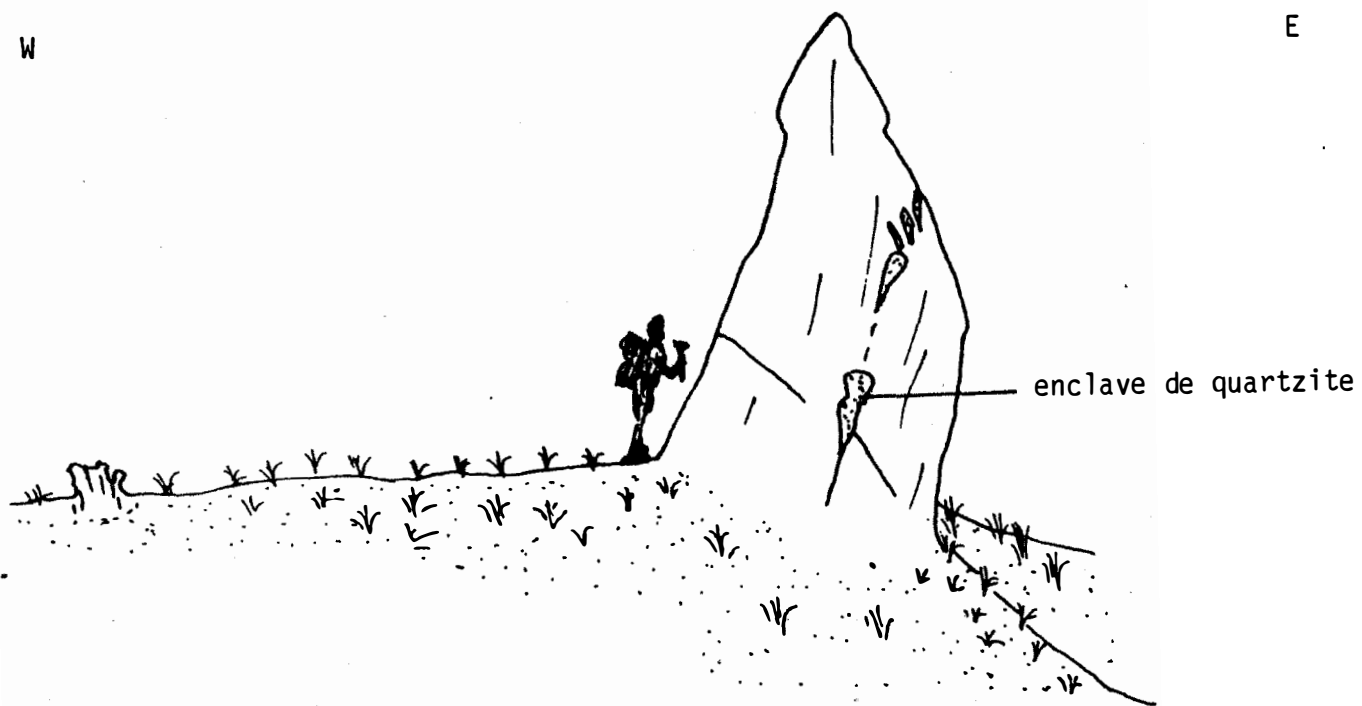


Fig.43 : L'affleurement du dyke gabbro-quartzique de la WALEMBOU.

#### d) Les enclaves

C'est du quartzite blanc à grain de quartz et de feldspath plus grossier que celui qui cimente les cristaux d'amphibole de l'encaissant.

Il est parsemé de petits cristaux millimétriques d'amphiboles et de biotites.

Ces enclaves peuvent correspondre à des faciès clairs qui se rencontrent habituellement en bordure de la formation d'itabirites.

### B) Description microscopique

#### a) Texture

Au microscope, on retrouve le caractère soit folié, soit non orienté décrit macroscopiquement.

##### a<sub>1</sub>) Le faciès grossier

Le faciès grossier est constitué de grands cristaux allongés d'amphiboles poecilites évoquant la texture harristique. Ces cristaux sont souvent très corrodés (fig. 44).

##### a<sub>2</sub>) Le faciès orienté

La texture orientée est exprimée par des lits de biotite et de chlorite et des lits de quartz, d'amphibole poecilite et de feldspath (fig. 45).

##### a<sub>3</sub>) Les enclaves quartziques

Ces enclaves montrent au microscope de nombreux filonets de quartz de recristallisation qui s'entrecroisent. Les cristaux de quartz, à l'exception de ceux recristallisés, présentent une extinction roulante.

#### b) Composition minéralogique

D'une façon générale, le gabbro est composé :

- d'amphibolites (35 %),
- de quartz et de feldspath (30 %),
- de biotite souvent chloritisée (25 %),
- de zircon, d'apatite et d'oxydes (10 %).



Fig.44 : amphibole poécilitique avec inclusion de chlorite et quartz donnant à la roche une texture harristique. éch. F11 x 280.

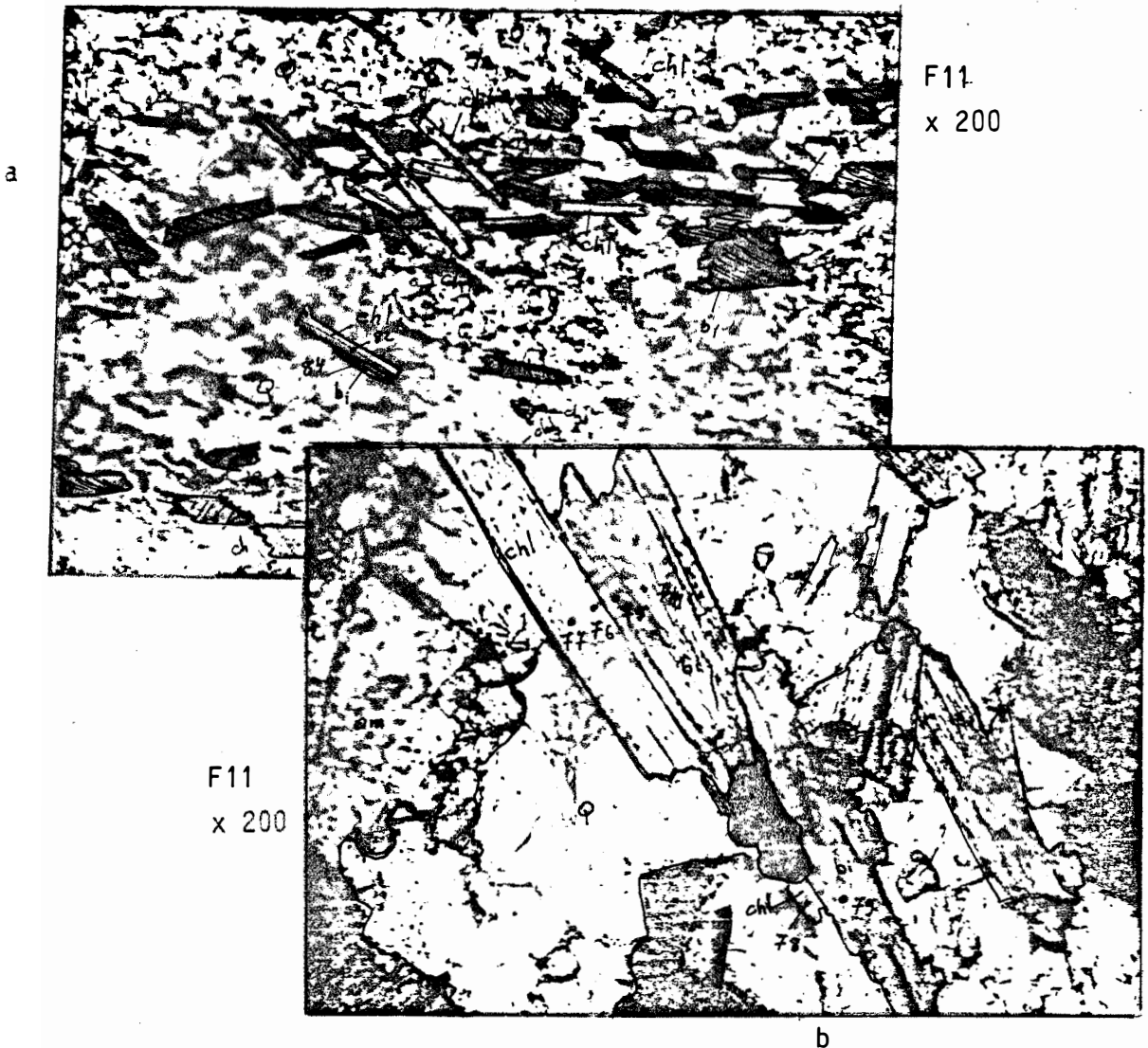


Fig. 45 : Foliation exprimée par de la biotite souvent chloritisée.  
(b) éch. F11.

L'amphibole a, en plus de sa texture, la particularité de renfermer des inclusions de quartz, de biotite, de chlorite et de feldspath.

La chlorite est souvent violette en lumière polarisée.

### c) Le chimisme des minéraux

Les analyses des amphiboles de la formation (tableau 11) donnent des ferro-tschermakites (fig. 46).

La biotite (tableau 11) est un peu plus proche du pôle de la sidérophillite que du pôle annite (fig. 47).

La chlorite se place dans le champ de la ripidolite (tableau 11, fig.48).

### Conclusion

Le mode de gisement de ce dyke et sa composition minéralogique montrent que cette roche est une intrusion de gabbro quartzique dans l'ensemble siliceux rubané. Dans ces conditions, les enclaves de quartzites observées au sein de la roche gabbroïque correspondraient à des restes non assimilés.

La foliation du gabbro quartzique concorde avec celle de la formation encaissante montre que le dyke est antérieur ou tout au plus contemporain du plissement principal qui a affecté l'ensemble métamorphique.

Ce gabbro quartzique est indépendant des amphibolites étudiées précédemment hormis la foliation principale.

Ce gabbro peut aussi être la racine d'une formation de roche verte supérieure, que l'on pourrait rechercher plus au Sud dans les formations supérieures du complexe métamorphique ou encore dans les séries de grès quartzitiques protérozoïques. Un travail dans ce sens reste à faire.

Minéral		AMPHIBOLES				CHLORITES				BIOTITES		
N° Ech.		F 11				F 11				F 11		
N° Pers.		88	89	90	91	83	81	82	83'	84	74	75
N° Sonde		6	7	8	9	1	20	21	22	2	14	15
Oxydes (%)	K	0.43	0.45	0.39	0.43	0.05	5.78	0.00	0.00	9.24	9.50	10.08
	NI	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00
	NA	1.56	1.68	1.73	1.59	0.05	0.10	0.03	0.00	0.08	0.11	0.08
	CA	10.98	10.87	10.97	10.63	0.10	0.08	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00
	FE	21.95	20.78	21.02	21.15	26.96	22.21	25.88	27.20	23.04	21.73	22.50
	SI	41.37	40.84	41.31	40.97	25.12	31.73	24.90	24.54	35.98	34.73	33.71
	TI	0.27	0.17	0.30	0.22	0.12	1.82	0.02	0.05	1.88	2.19	2.08
	MN	0.26	0.40	0.21	0.28	0.00	0.23	0.33	0.31	0.23	0.15	0.21
	MG	5.75	5.80	5.94	5.77	14.43	9.84	14.59	14.13	9.32	9.19	9.01
	CR	0.01	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08
	AL	16.36	16.12	16.02	16.33	21.80	16.87	22.02	21.37	17.08	16.91	17.35
	OH	1.99	1.96	1.98	1.96	11.40	11.41	11.34	11.22	3.93	3.84	3.82
		100.93	99.28	99.85	99.34	100.03	100.12	99.13	98.87	100.91	98.38	98.91
Formules structurales	K	0.0833	0.0868	0.0746	0.0843	0.0129	1.5477	0.0000	0.0000	1.7952	1.8927	2.0179
	NI	0.0000	0.0094	0.0000	0.0000	0.0000	0.0061	0.0000	0.0000	0.0109	0.0051	0.0000
	NA	0.4564	0.4990	0.5073	0.4701	0.0220	0.0392	0.0111	0.0000	0.0239	0.0347	0.0240
	CA	1.7717	1.7792	1.7822	1.7369	0.0221	0.0183	0.0028	0.0101	0.0046	0.0000	0.0000
	FE	2.7633	2.6540	2.6657	2.6964	4.7403	3.8997	4.5746	4.8604	2.9350	2.8380	2.9514
	SI	6.2258	6.2380	6.2640	6.2454	5.2795	6.6618	5.2615	5.2423	5.4809	5.4241	5.2879
	TI	0.0302	0.0192	0.0342	0.0249	0.0185	0.2872	0.0026	0.0074	0.2159	0.2577	0.2450
	MN	0.0329	0.0518	0.0265	0.0367	0.0000	0.0414	0.0591	0.0554	0.0300	0.0195	0.0281
	MG	1.2911	1.3212	1.3416	1.3111	4.5197	3.0784	4.5958	4.4997	2.1156	2.1395	2.1059
	CR	0.0017	0.0159	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0006	0.0000	0.0000	0.0098
	AL	2.9033	2.9014	2.8634	2.9331	5.4019	4.1753	5.4858	5.3815	3.0663	3.1128	3.2078
	OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	8.0000	8.0000	8.0000	8.0000	2.0000	2.0000	2.0000
		16.5599	16.5757	16.5595	16.5390	28.0158	27.7550	27.9956	28.0574	17.6782	17.7241	17.8779
	FM	0.6841	0.6719	0.6674	0.6758	0.5119	0.5614	0.5021	0.5221	0.5836	0.5718	0.5859

Tableau 11: analyses à la microsonde des minéraux du gabbro-quartzique, (Laboratoire du Muséum de PARIS).  
Voir Fig. 42.

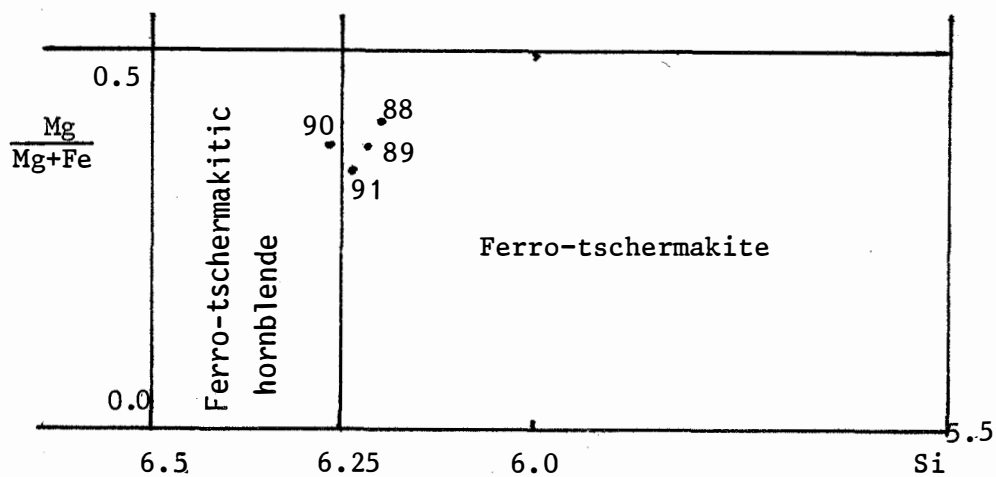


Fig.46 : répartition des analyses de l'amphibole dans le diagramme de M. H. HEY (1978) (voir fig. 45 , tableau 11)

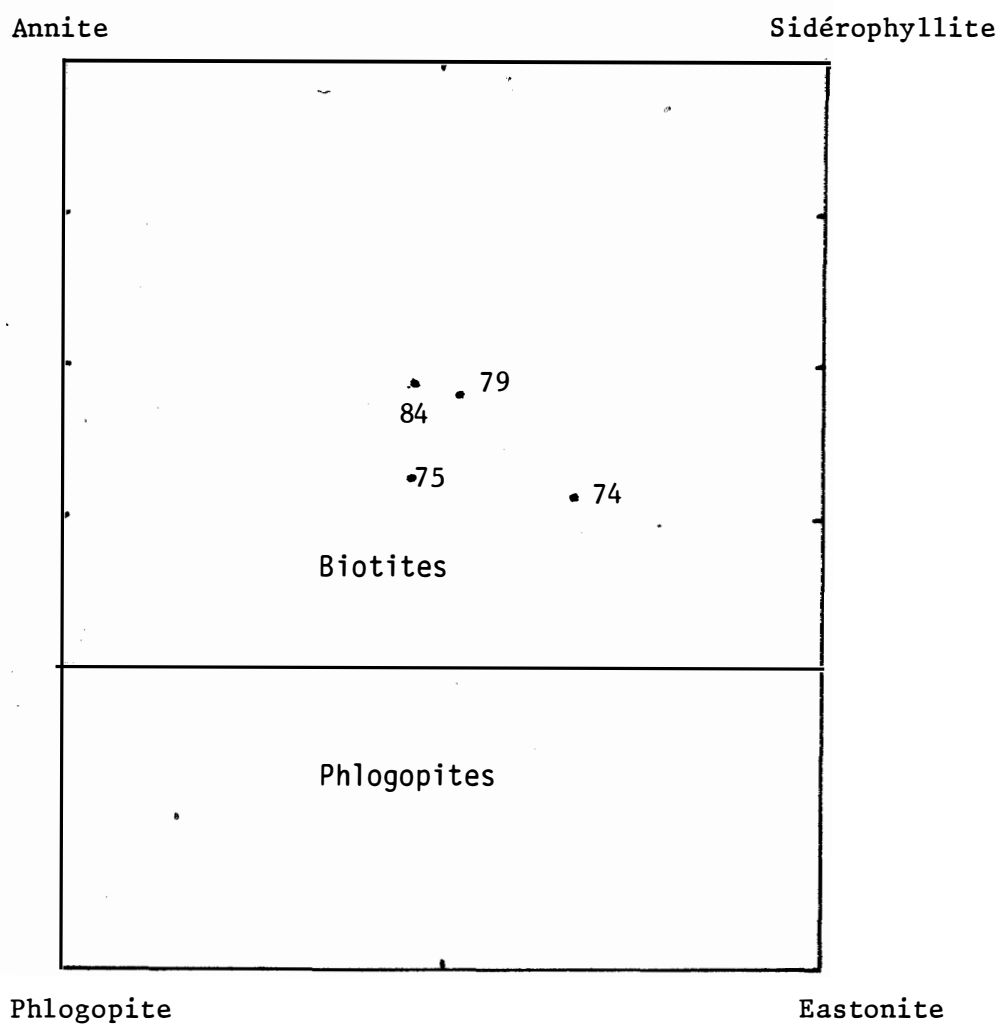
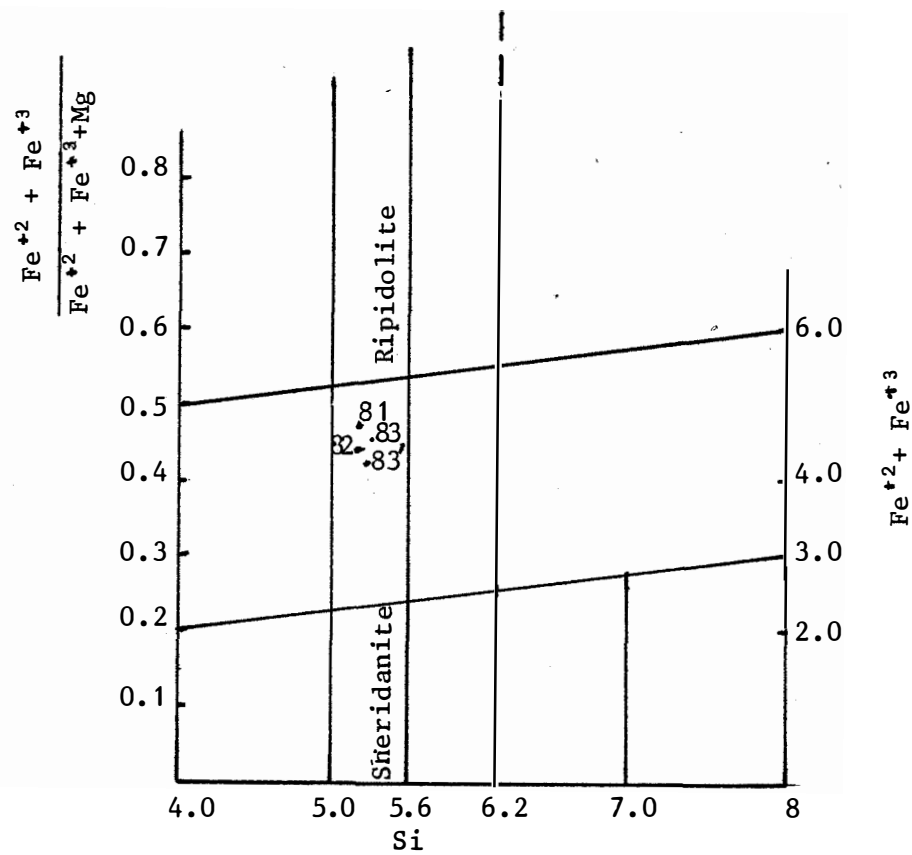


Fig. 47 : répartition des analyses de la biotite dans le diagramme de DEER W.A. et al (1962). (voir fig.45 ,tableau 11)



**Fig. 48 :** Définition des chlorites d'après la nomenclature de M. H. HEY (1954).  
(Voir tableau 11 et fig. 45)



## 7) Les granitoïdes

-----

Les granitoïdes ont été étudiés par G. POUIT (1958), PH. WACRENIER (1955, 1960) et M. CORNACCHIA ET L. GIORGI (1986).

L'ensemble du massif granitique n'a jamais fait l'objet d'une étude. Il n'a pas non plus été traversé. Nous n'avons, par conséquent, qu'une connaissance très ponctuelle du massif.

Tous les auteurs antérieurs sont d'accord sur le caractère intrusif syntectonique du granite de BOGOIN.

Ses affleurements couvrent une très grande superficie ( $> 1000 \text{ km}^2$ ) entre BOGANGOLO et BOGOIN. Ils recoupent presque toutes les formations métamorphiques décrites précédemment et qui forment un "doigt de gant" en son sein (Fig. 49 et 50).

Ses bordures sont foliées avec des directions concordant avec les structures plissées des formations métamorphiques. Cette foliation va en s'atténuant vers le coeur du massif. Là, le granite est peu folié ou équant.

Les bordures du granite sont riches en filons de pegmatites associés parfois à des aplites. Ces filons atteignent 50 cm de large. Les enclaves d'amphibolite ne sont pas rares (fig. 51).

Nous avons étudié cet ensemble de granitoïdes dans trois zones.

### a) Description pétrographique

#### 1/ La zone de contact NE de granitoïde - roches vertes

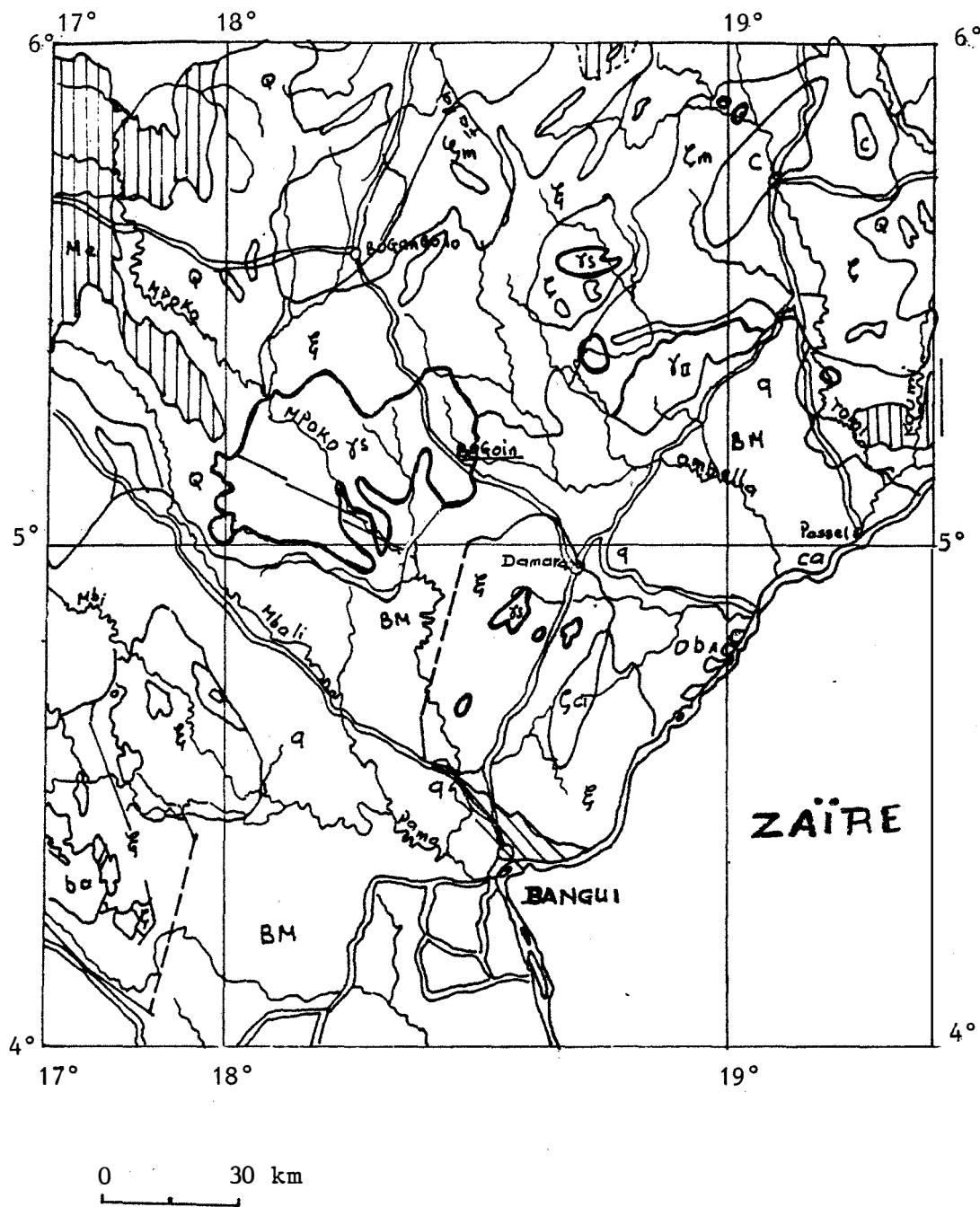
C'est la seule zone où apparaît le contact des granitoïdes avec les roches métamorphiques (Fig. 15 et 31).

#### $\alpha$ ) Description macroscopique

Comme il a été dit, le granite est orienté au contact des formations métamorphiques. Il est lité et folié. La foliation sub-verticale et exprimée par la biotite orientée.

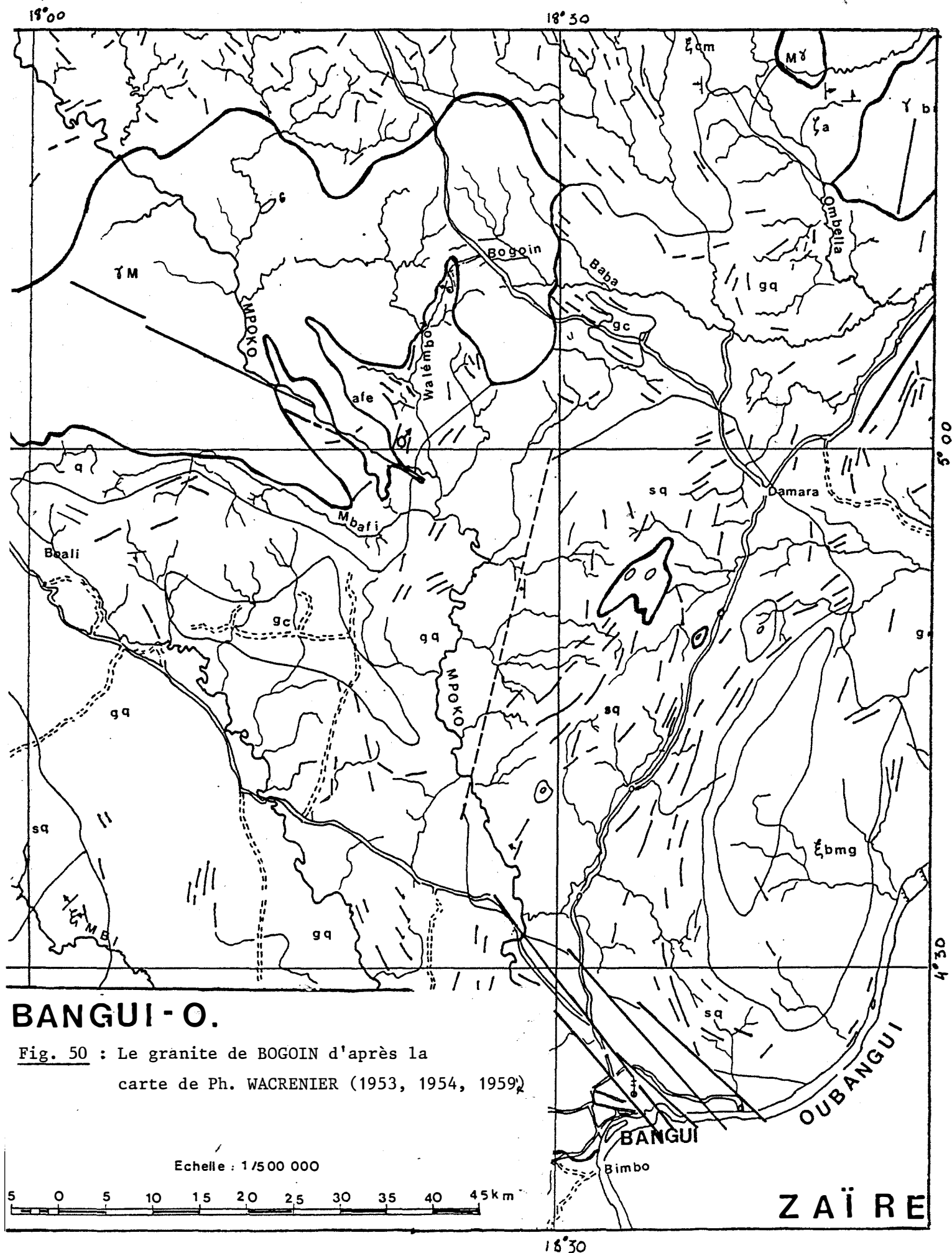
## LEGENDE DE LA CARTE - (Fig. 49 et 50)

PRÉCAMBRIEN A	<p style="text-align: center;"><b>GROUPE SUPÉRIEUR</b></p> <p>Complexe tillitique de la Bandja (Bi), séries de Nola (No), de Kouki (Ko), de Bangui-Mberiki (BM), de la Ouakini (Ou), de Fouroumbala (Fo), de la Banga (Bg), de la Tendja (Ti), de la Kosha (Ks), du Moyen-Chinko (MC), de Morkia (Mo), de Coumbal (Co)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>Faciès siliceux (q)</li> <li>Faciès argilo-siliceux (arq)</li> <li>Faciès argileux (ar)</li> <li>Faciès carbonatés (ca)</li> <li>Tillites (ti)</li> <li>Conglomérats (cg)</li> <li>Cherts ou jaspes (ch)</li> <li>Brèches (br)</li> </ul> <p><b>a</b> Intrusions basiques</p>
PRÉCAMBRIEN D	<p style="text-align: center;"><b>COMPLEXE DE BASE</b></p> <p><b>Faciès cristallophylliens</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><b>S</b> Schistes épimétamorphiques dominants (à séricite, à chlorite), quartzites</li> <li><b>Q</b> Quartzites dominants (à séricite, à muscovite, à chlorite), quartzites vitreux, quartzites feldspathiques, conglomérats quartzeux, quartzito-schistes, micaschistes</li> <li><b>μ</b> Micaschistes dominants (à muscovite, à deux micas, carbonés, à grenat, à disthène) quartzites, amphiboloschistes (Ea)</li> <li><b>ζ</b> Gneiss à micas (ζm), à amphiboles (ζa) à pyroxènes (ζp), leptynites (ζl)</li> <li><b>A</b> Amphibolites, amphibolo-pyroxénites, pyroxénites</li> <li><b>C</b> Formations charnockitiques ou à faciès malgachitique</li> <li><b>D</b> Complexe de base indifférencié</li> </ul> <p><b>Faciès cristallins</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li><b>bd</b> Intrusions basiques recrystallisées</li> <li><b>γ<sub>h</sub>-γ</b> Granites en massifs circonscrits { sub-alcalins (γ<sub>h</sub>) calco-alcalins (γ<sub>h</sub>) calco-sodiques (γ<sub>h</sub>)</li> <li><b>γ<sub>a,s</sub></b> Granites hétérogènes concordants { syncinématiques (γ<sub>s</sub>) d'anatexie (γ<sub>a</sub>)</li> </ul> <p style="text-align: right;"> <b>M</b> Faciès migmatitiques { embréchites (Me) anatectites (Ma) </p>



**Fig. 49 :**

Le granite de BOGOIN dans le contexte régional  
d'après la carte géologique de la R.C.A. (JL. MESTRAUD, 1964)



Cette orientation varie strictement avec celle de la foliation des roches métamorphiques (N170-N60). Le litage est exprimé par l'alternance de lits de quartz et de phénocristaux de feldspath et des lits de biotite. Il en résulte que la roche est oeuillée.

L'abondance de biotite et la présence d'amphiboles à ce niveau donnent à la roche sa couleur gris sombre.

En s'éloignant de ces contacts, ces ferromagnésiens se raréfient et l'orientation s'estompe (ph.1,2,3, pl.III).

Un important réseau de pegmatites de direction concordante avec la foliation principale parcourt le granite gneissifié à ce contact (fig. 52 et 53), alors que les roches vertes, elles, sont parcourues d'aprites atteignant 50 cm de large.

On distingue deux générations d'aplopegmatites : la première est conforme à la foliation principale et est plissée (ph.1,2 pl.IV). La seconde, non plissée, est sécante et sub-perpendiculaire à la première.

Les filons présentent des bourrages de charnière. Ces dernières sont contournées par la foliation principale (fig.54, ph.2 pl.IV). Les aprites, claires et fines, comportent parfois des enclaves d'amphibolite (Fig. 51 et ph.3 pl.IV). Elles sont également accompagnées de filons de quartz.

La foliation, marquée par la biotite est bien visible, dans l'aprite de première génération (ph.2,3 pl.III).

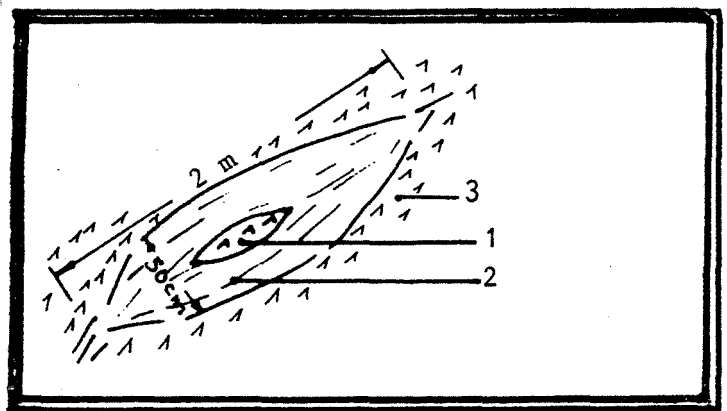


Fig. 51 : enclave d'amphibolite dans un aprite au sein des roches vertes ; affleurement au NE de la carrière.  
1- enclave - 2- aprite montrant la foliation.  
3- amphibolite.

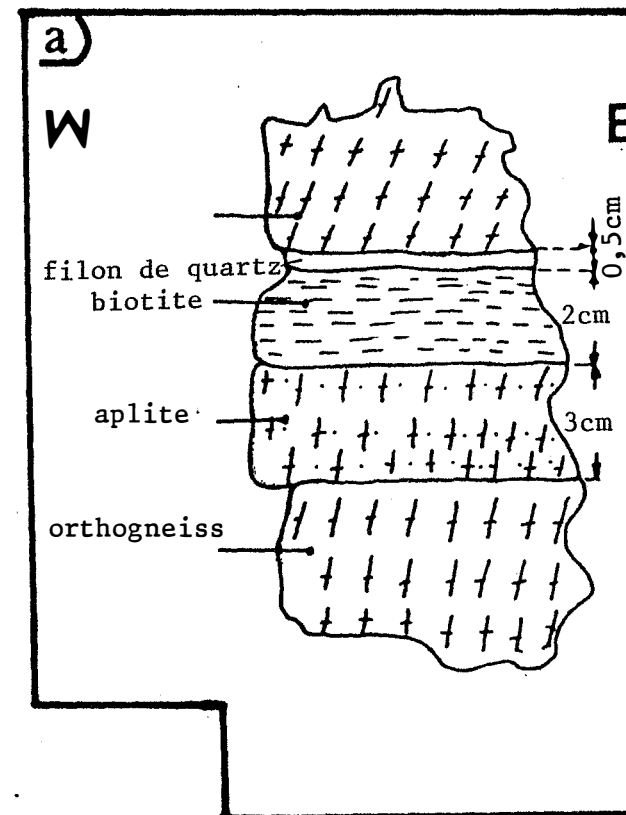
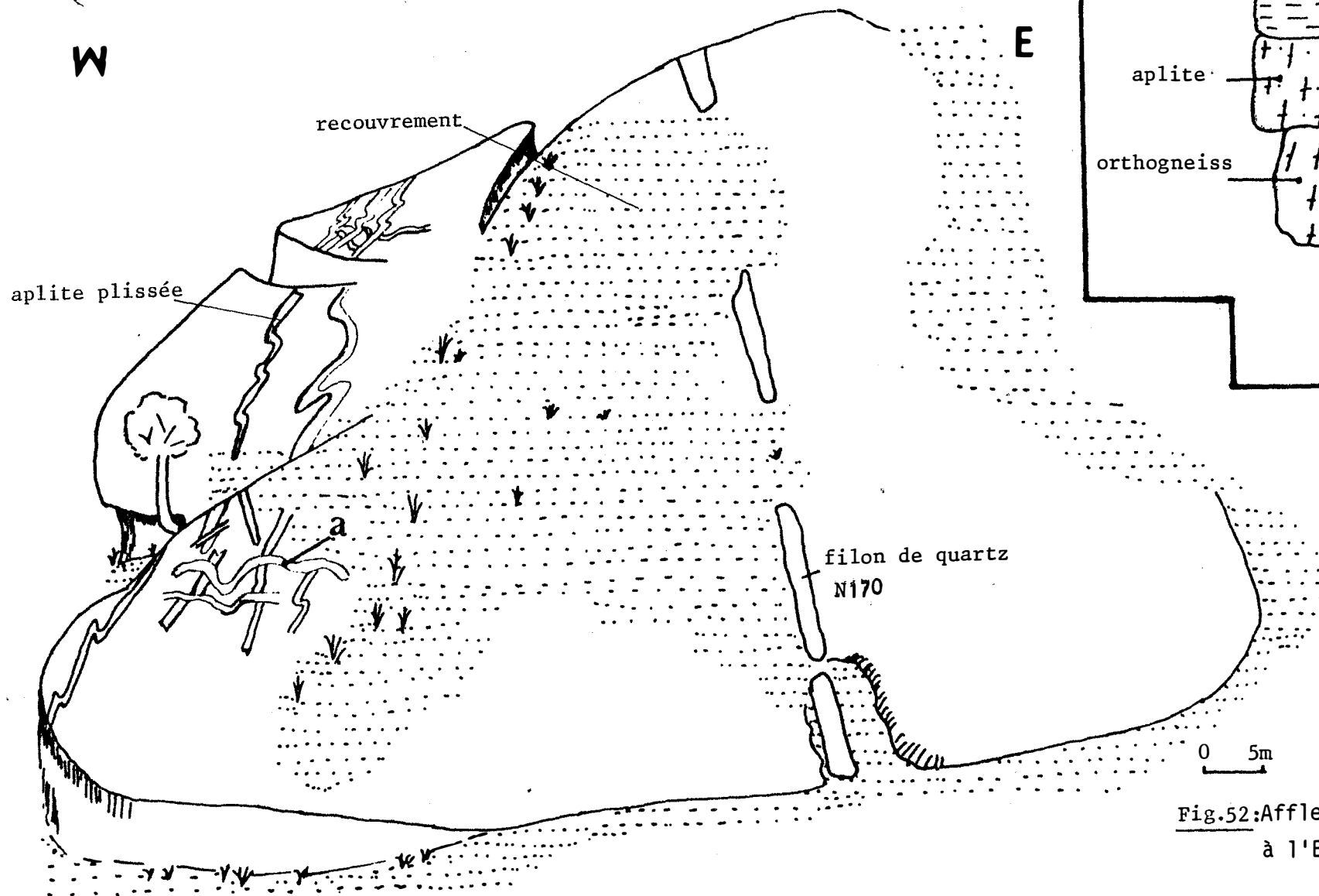


Fig.52: Affleurement d'orthogneiss  
à l'Est de la carrière.

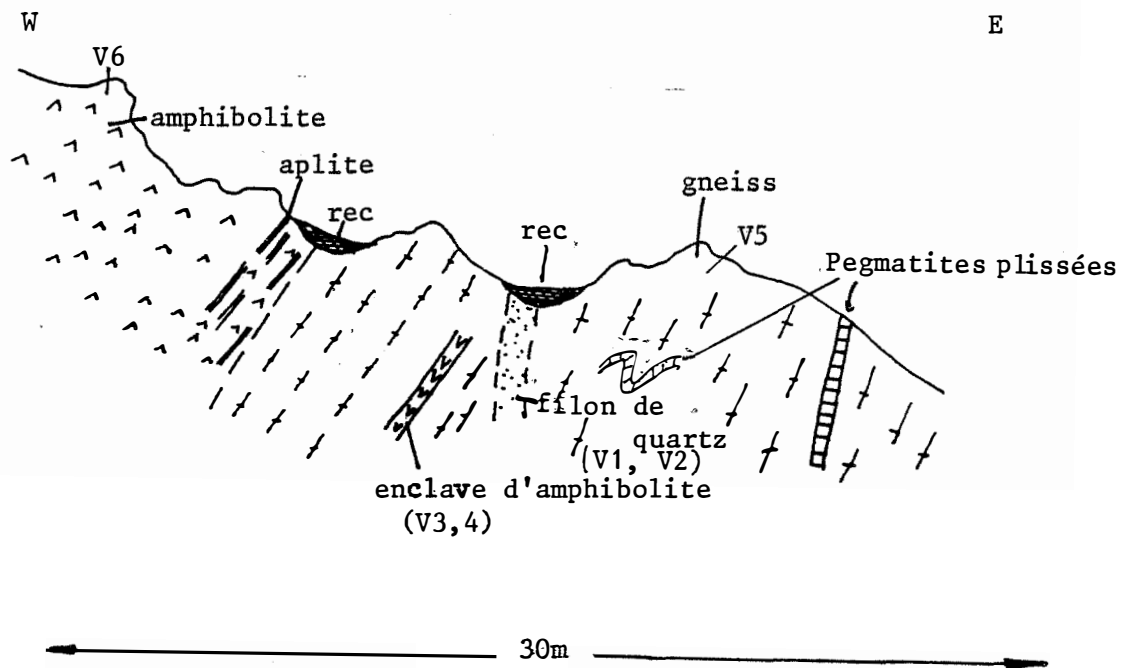
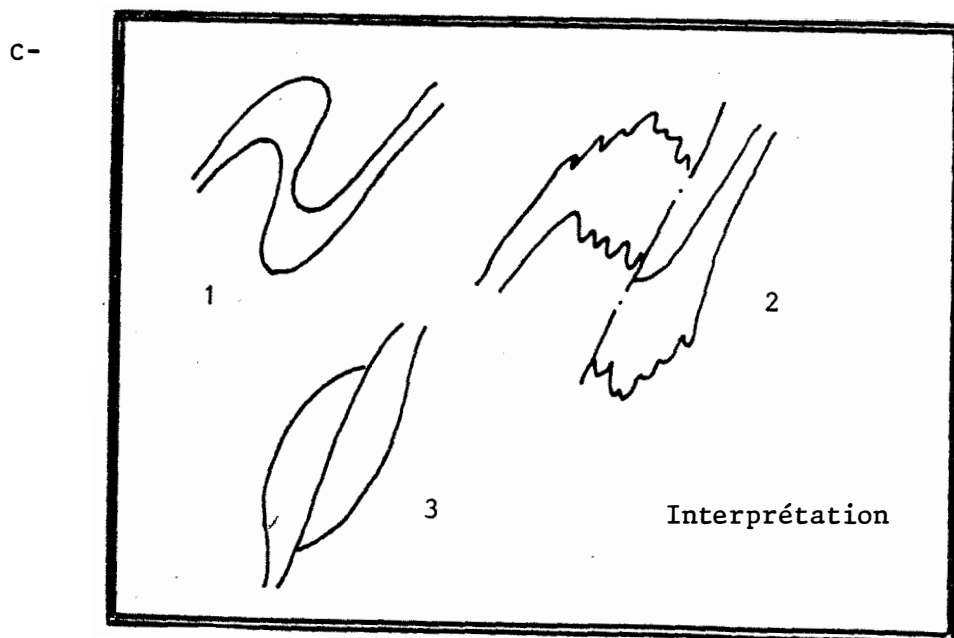
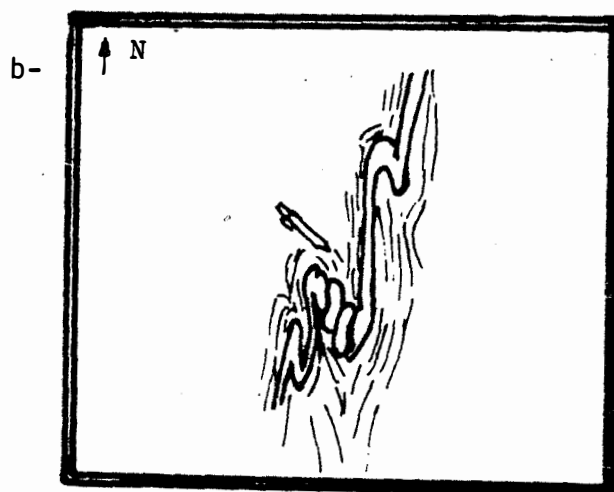
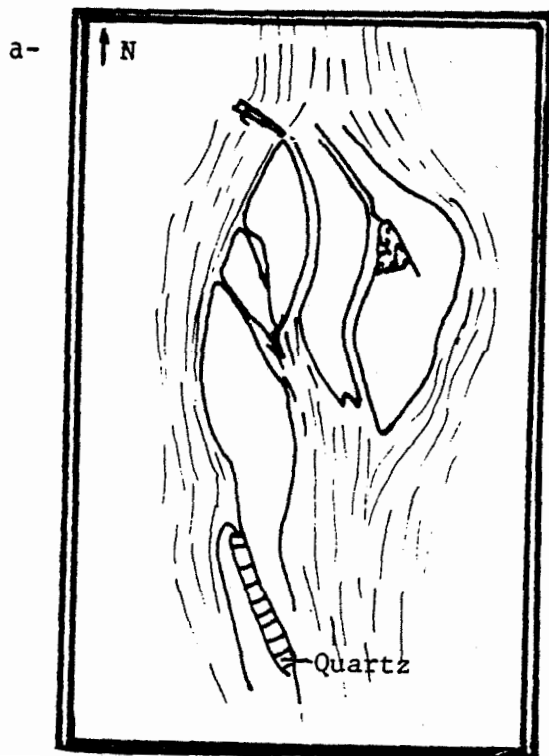


Fig.53 : Coupe interprétative du contact nord-est.

rec- recouvrement

Fig. 54 : Les aplites dans les amphibolites. Remarquer la foliation principale qui contourne la charnière et le bourrage de cette dernière.  
a- et b- observations  
c- interprétation





### β) Description microscopique

Nous n'avons pu étudier qu'une seule lame mince d'aplite. Cette étude nous a montré que la composition de cette roche est proche de l'orthogneiss (E1, E2), au contact des roches vertes.

L'étude microscopique du granite et de l'orthogneiss met en évidence une nette évolution dans la transformation croissante du coeur jusqu'à la zone de contact avec les formations métamorphiques. Cette évolution graduelle s'observe sur une largeur de 100 m environ.

Cette zonation décrite macroscopiquement s'exprime encore mieux au microscope du point de vue de la paragenèse, de la texture.

### Les textures

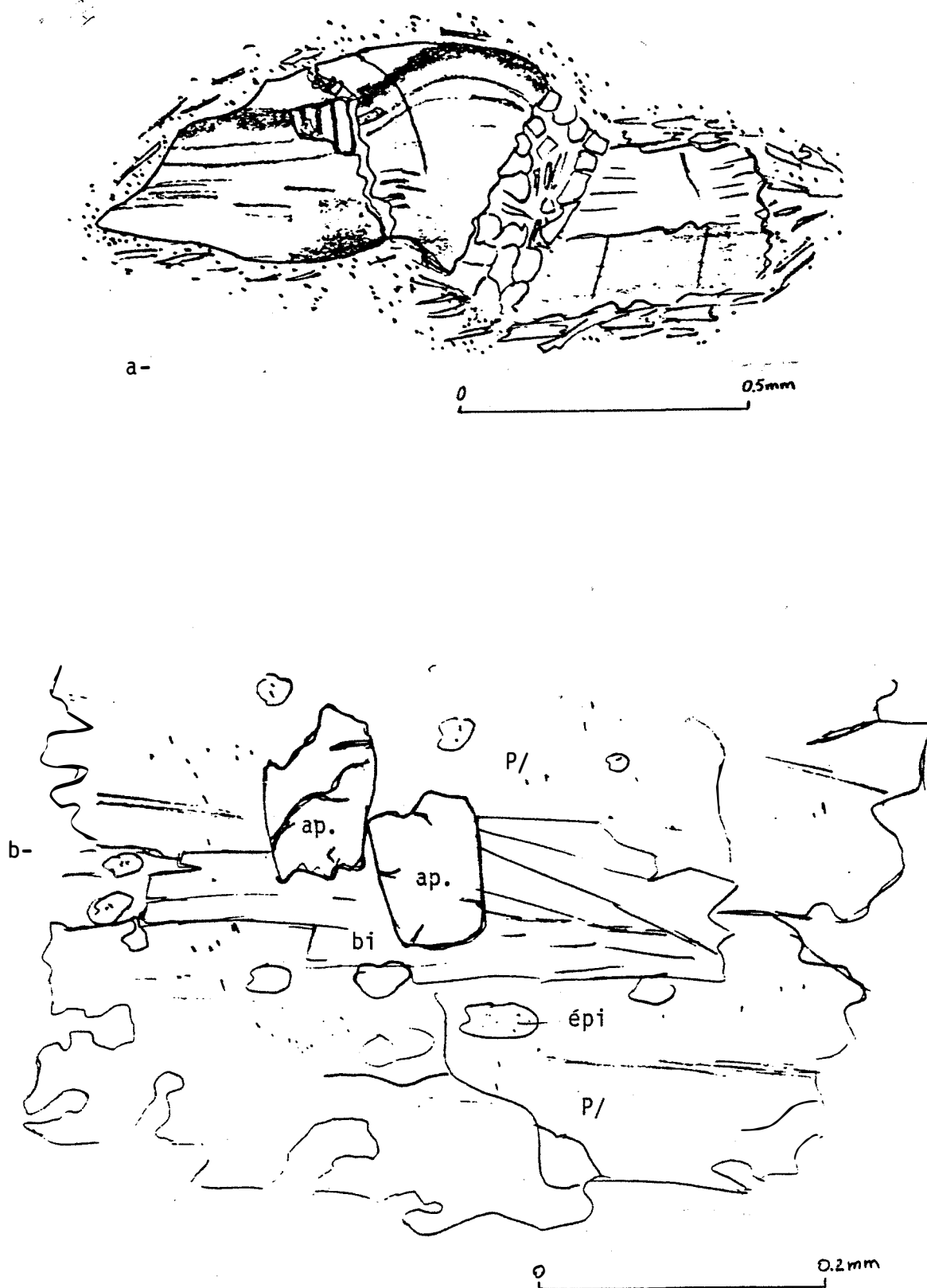
En bordure du granite, au contact avec les roches vertes (éch. E1-E5 fig. 26, GN18-GN24 fig. 31), la texture est orientée litée comme cela a été observé macroscopiquement (ph.3 pl.III). Ceci est exprimé par des lits de quartz, de feldspaths potassiques et de plagioclase et des lits de biotite et de hornblende. Des yeux de plagioclase apparaissent.

Ces phénocristaux sont souvent tordus. Ces torsions vont s'accroissant vers le coeur du granite (E5, E6, Fig.55).

Le plagioclase est brisé, épidotisé, albitisé. Des myrmékites s'observent. De nombreux filonnets d'épidote parcourent les roches.

### Composition minéralogique :

Le contact du granite et de l'amphibolite est caractérisé par une composition minéralogique mixte entre celle de l'amphibolite et celle du granite gneissifié : biotite, plagioclase, feldspaths potassiques, quartz, chlorite, hornblende automorphe en inclusion dans de la hornblende poecilitique, actinote.



**Fig. 55 :** Les différents aspects du plagioclase dans le granite :

- a- plagioclase tordu et fracturé avec une inclusion de plagioclase précoce (E7),
- b- apatite qui se développe aux dépens du plagioclase et de la biotite.

La biotite est en général automorphe et parfois poecilitique. La biotite se rencontre également en inclusion dans l'amphibole poecilitique. la biotite est souvent chloritisée loin du contact.

Le plagioclase domine. Il est sub-automorphe ou totalement xénomorphe. Il est très épidotisé et comporte des inclusions de zircon et d'apatites. Ces inclusions de zircon et d'apatite se rencontrent également dans la biotite.

Le fait caractéristique de ce contact est l'importance des inclusions de biotite dans les hornblendes. Ces dernières au contact du granite sont d'une génération différente de celles qui comportent des inclusions de hornblende automorphe.

L'amphibole disparaît progressivement lorsqu'on se déplace en direction du granite, alors que les biotites prennent de l'importance, les unes automorphes, les autres non et englobant les premières.

## 2/ Les zones ouest et nord-ouest de la Montagne de fer (fig. 56 et 57)

### α) Description macroscopique

Dans ces zones, les granitoïdes sont foliés avec une direction plus ou moins concordante avec celle de la foliation principale des formations métamorphiques. Le granito-gneiss passe imperceptiblement à un granite franc, équant, porphyrique. Il présente localement une fluidalité très contournée (ph.4, pl.IV), souvent presque horizontale, ce qui fait qu'il se débite en pelures d'oignon.

Cette fluidalité présente une orientation très constante (N10-N20). elle est associée à des roches pegmatitiques de même direction.

Des filonnets d'épidote se rencontrent également ici (ph.7, pl.III).

Le contact avec les formations métamorphiques n'a pas été observé.

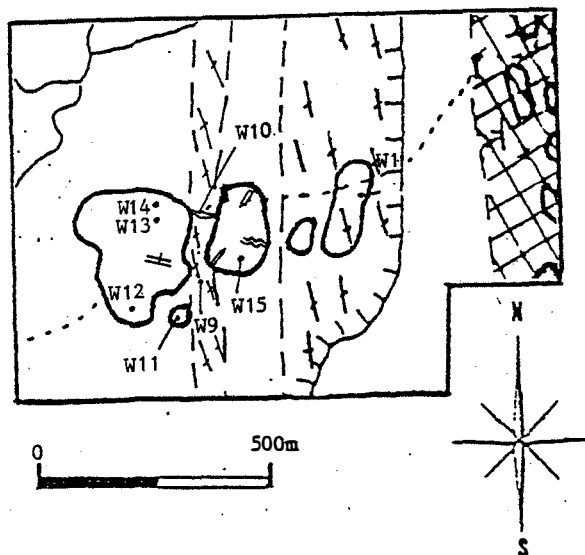


Fig. 56. Les affleurements de granite de la "Montagne de Fer".

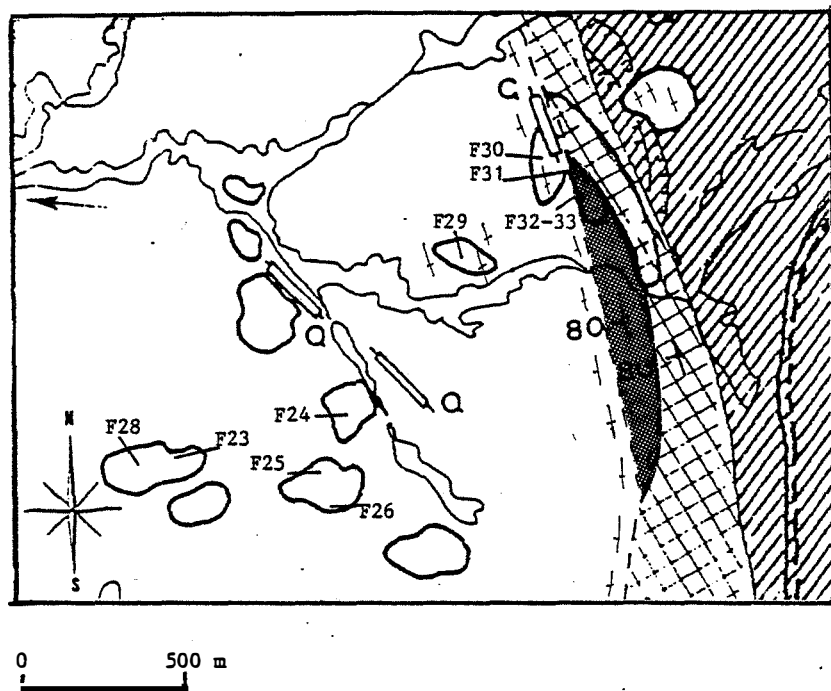


Fig 57: L'affleurement de la roche verte du flanc occidental du synclinal entre le granite et l'itabirite.

Noter la fenêtre d'orthogneiss dans la latérite qui prouve la proximité du plancher granitique.

Le contact entre roches vertes et itabirite est caractérisé par un développement de grenat-almandin et de pyrite.

(voir légende p. 41)

### β) Description microscopique

#### Texture et composition minéralogique :

Deux textures s'observent dans ces zones : l'une plus ou moins orientée dans les orthogneiss (éch. F30, 34, W1, W2, W3 ; ph.5, pl.III), l'autre franchement équante dans les massifs non foliés (W9, W12, Fig. 56, ph.4, pl. III).

Le contact avec les itabirites présente des particularités minéralogiques différentes de celles des contacts avec les amphibolites (secteur NE).

La biotite est parfois inexistante aux bordures (Ouest de la Montagne de Fer). La muscovite cohabite alors avec presque exclusivement du plagioclase albitisé et séricitisé (W1, W2). Sur les contacts nord-ouest, la biotite est présente et est souvent transformée en muscovite (ph.6, pl.III). Le plagioclase est dominant et présente les mêmes caractères qu'au Sud-Ouest. Le microcline est rare.

Loin des contacts, la biotite prend de l'importance (ph.5 pl.III) et la proportion du plagioclase et du microcline tend à s'équilibrer.

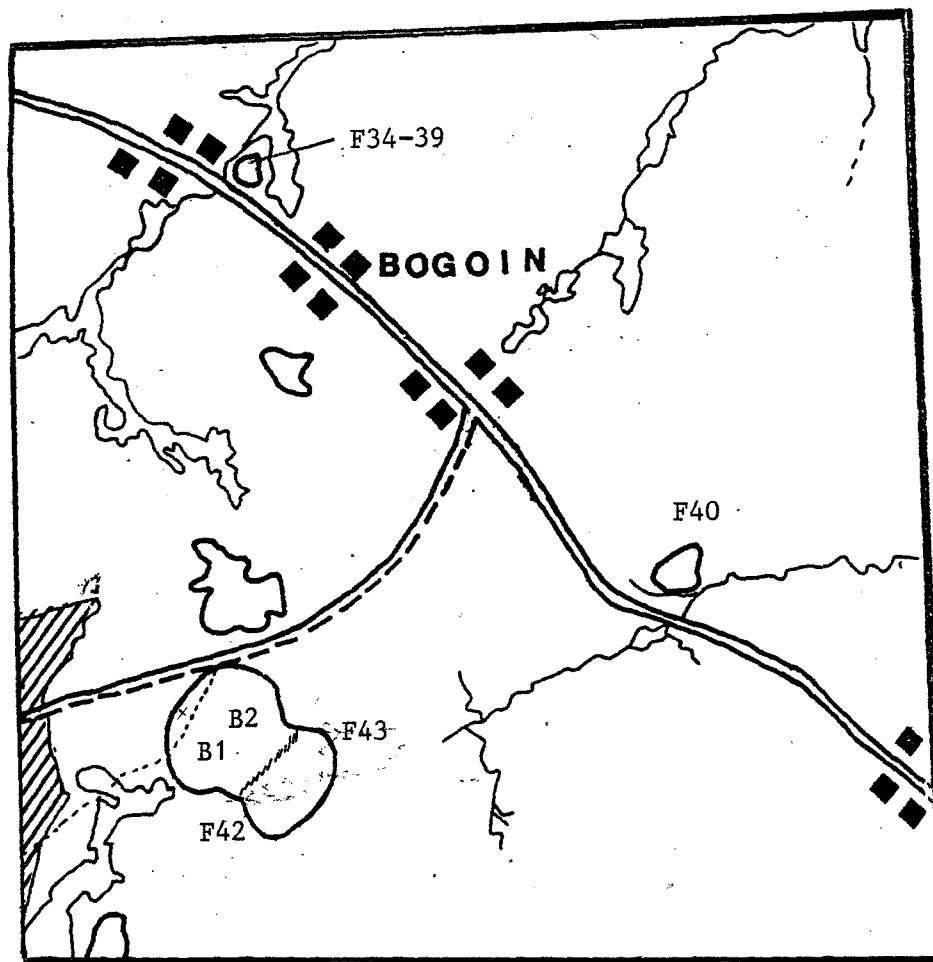
L'allanite n'est pas rare (ph.8, pl.III). Les échantillons prélevés sur les massifs granitiques à texture équante présentent des feldspaths peu ou pas altérés. Ce sont souvent des albites, comportant des reliques de plagioclase séricitisé (ph.9 pl.III).

La plupart des phénocristaux de ce granite se développent en s'autopurifiant : le coeur est limpide et sans inclusion alors qu'aux bordures sont repoussés apatite, zoïsite et biotite ou plagioclase précoc.

### 3/ La zone nord, près de BOGOIN

Aux alentours du village de BOGOIN, nous avons étudié trois affleurements de granitoïdes (fig. 58).

- l'un en bordure de la route DAMARA-BOGANGOLO à l'Est du village,



0 500m

Fig.58 : Carte de la zone du village.  
Voir légende commune p.

- Un second, en bordure de la même route et à l'Ouest du village,
- le troisième, en bordure de la piste qui conduit à la Carrière, et à environ 500 m au Sud-Est du village.

Les deux premiers affleurements sont des orthogneiss riches en pegmatite (éch. F34-35-36-37-38-39-40).

Le troisième affleurement est un complexe constitué d'un massif de granite porphyroïde (éch. B1-2) qui passe progressivement à un granite plus homogène, non porphyroïde et dépourvu de pegmatite (éch. F41-42-43).

#### A- Description macroscopique

##### a) Le complexe du Sud-Est du village

- a<sub>1</sub>) Le faciès porphyroïde : les granites de cette zone ont une texture équate avec des phénocristaux souvent centimétriques de feldspaths qui présentent parfois de curieux aspects outre les ombres de pression : ils sont orientés N60 et sont coniques, ou losangiques tronqués dont les sommets sont pointés vers le Sud-Ouest. Ils sont moulés par la fluidalité (fig. 59).

La texture est marquée par des concentrations de feldspath et des traînées biotitiques orientées N120 (fig. 60). Des rubans pegmatitiques orientés N10 sont associés à ces traînées.

- a<sub>2</sub>) Le faciès non porphyroïde : Comme il a été dit plus haut, ce granite passe progressivement à un granite folié à grain fin. La foliation est de direction N20. Le granite est plus homogène avec quelques rares phénocristaux de feldspath. Il est riche en biotite qui exprime la foliation. Les pegmatites y sont rares.

##### b) L'orthogneiss à l'Est et à l'Ouest du village

C'est un orthogneiss riche en pegmatites dont les principales ont une direction concordante à celle de la foliation générale de la région.

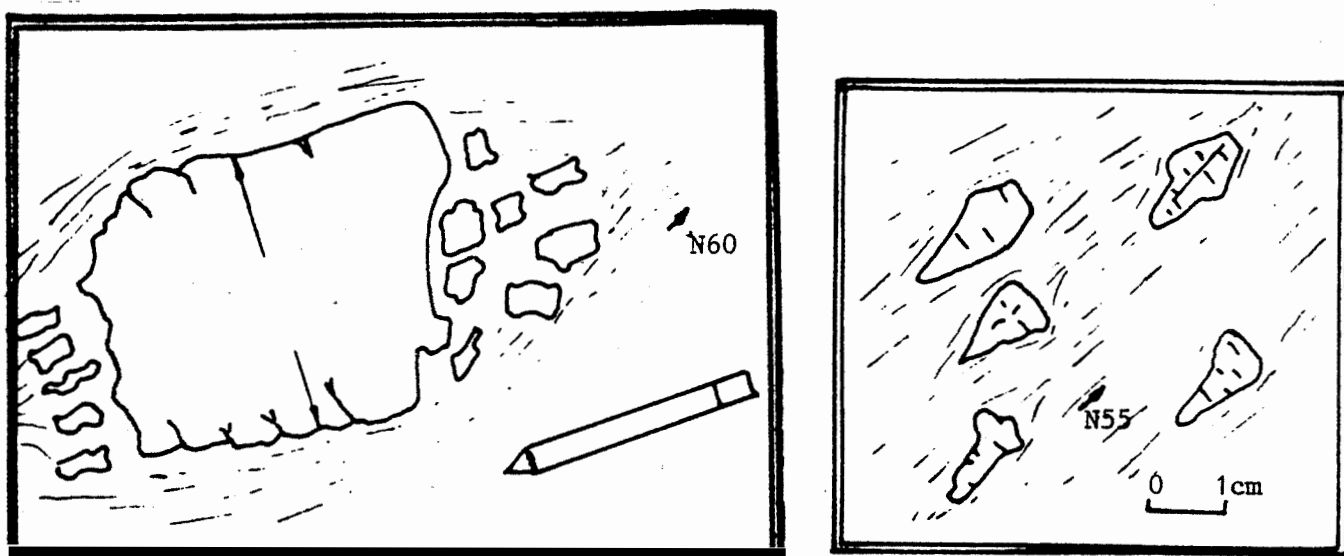


Fig. 59 : Phénocristaux de feldspath, contournés par la fluidité ; affleurement de granite au Sud-Est de BOGOIN,  
a- avec ombre de pression - b- côniques.

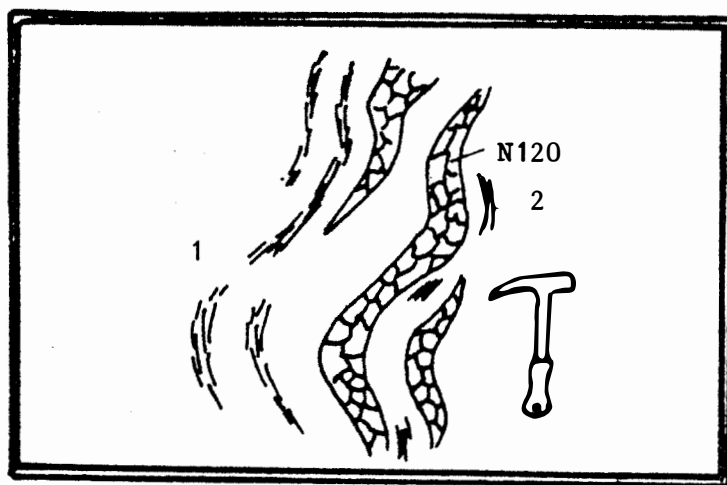
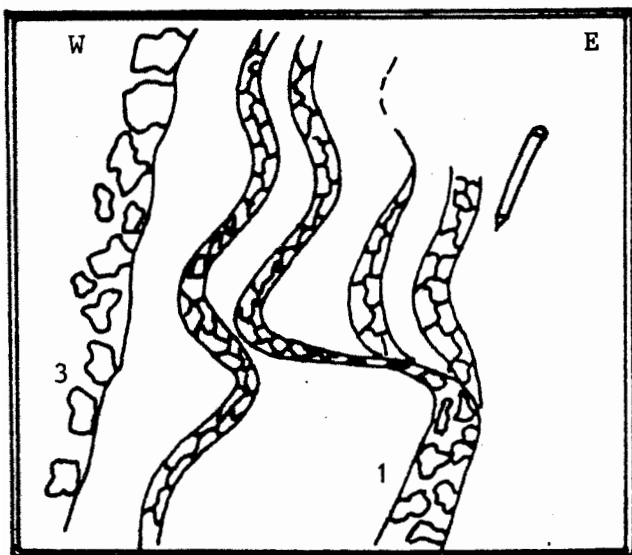


Fig. 60 : Traînées feldspathiques et biotitiques marquant la fluidité.  
1- traînée feldspathique  
2- rubans biotitiques  
3- pegmatites



C'est surtout dans ce secteur que nous avons noté le plus grand nombre de pegmatites de deuxième génération, grossièrement perpendiculaires aux premières, qu'elles déforment de même que la foliation principale (fig. 61 ; ph.5 pl.IV).

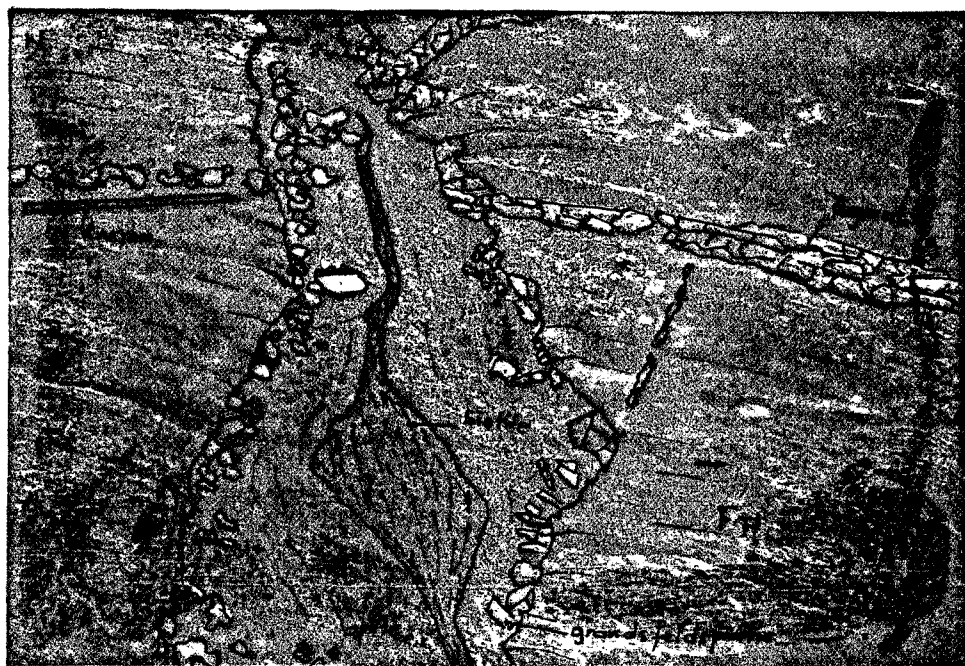
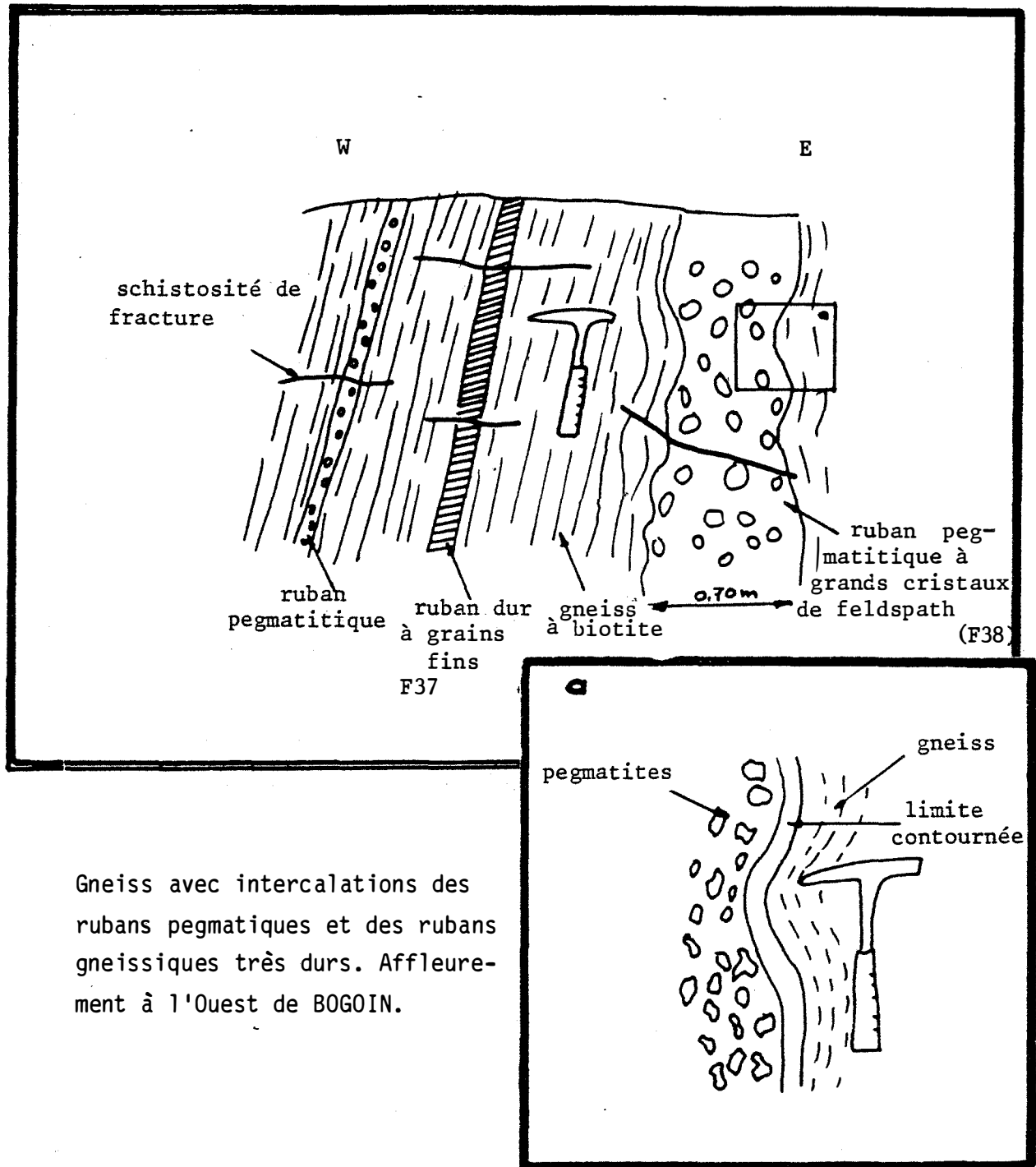


Fig. 61 : Pegmatites entrecroisées ; Est du village de BOGOIN.  
Quand la pegmatite est sécante, elle provoque la torsion de la foliation principale.

Au sein des orthogneiss, les pegmatites alternent parfois avec des gneiss très fins et très durs (fig. 62) ou s'accompagnent de filons de quartz de même direction qu'elles.



Gneiss avec intercalations des rubans pegmatiques et des rubans gneissiques très durs. Affleurement à l'Ouest de BOGOIN.

#### B- Description microscopique : texture et composition minéralogique

La texture des granitoïdes est semblable à celle de la zone ouest et nord-ouest de la Montagne de Fer.

Les échantillons prélevés sur la route à l'Ouest de BOGOIN présentent les mêmes caractères que ceux prélevés au contact des itabirites au Nord-Ouest de la Montagne de fer, mais avec parfois des reliques de microclines au coeur du plagioclase albitisé.

Le granite à grain fin du Sud de BOGOIN est caractérisé par l'intensité de la silicification et le développement de petits cristaux de microcline. La proportion de biotite est nettement inférieure à celle du faciès grossier voisin.

Dans presque toutes les roches prélevées, l'allanite est présente sous forme d'agrégats bruns sphériques avec une couronne de cristaux de zoïsite néoformée. L'agrégat sphérique est le résultat de la désintégration radioactive de l'allanite.

#### C- Conclusion :

De cette étude, il ressort que :

- a) le granite de la région est à biotite, riche en plagioclase et gneissifié à ses bordures,
- b) il est plus ou moins envahi par deux générations de pegmatite de "migmatisation", l'une anté- à syn-foliation principale, l'autre, post-.
- c) les transformations aux bordures, en contact des roches encaissantes (amphibolites, itabirites) montrent qu'il y a eu endomorphisme. Par conséquent, nous pouvons affirmer qu'au moins une partie de ce complexe granitique est intrusive dans les roches vertes et les formations associées.

### L'étude chimique des principaux constituants des granitoïdes

Les minéraux des granitoïdes ont été analysés à la microsonde au Laboratoire de Minéralogie du Museum National d'Histoire Naturelle de PARIS et à l'Ecole des Mines de PARIS.

Les analyses ont pour but principal d'identifier plus précisément les différents minéraux. Elles nous ont aussi servi à définir l'appartenance du granite à la lignée calco-alcaline (CH.IV).

La composition du granite varie en fonction de sa position dans le massif.

En bordure, au contact des roches vertes : hornblende, actinote, micas noirs, quartz, K feldspaths et plagioclase et épidote.

Au contact des itabirites, les micas noirs et les amphiboles sont absents, les premiers sont transformés en muscovite.

Vers le coeur : K feldspaths, plagioclase, quartz, micas noirs, chlorite et épidote. La proportion de la biotite est nettement inférieure à celle que l'on enregistre au contact des roches vertes.

#### - Les micas noirs

Dans le tableau de classification des micas, la biotite est proche de la phlogopite. La première a un ratio  $Mg : Fe < 2$ , contre  $Mg : Fe > 2$  pour la phlogopite. Les analyses des minéraux sont reportées dans le tableau 12.

Seules ont été utilisées les analyses du coeur des minéraux non chloritisés et non muscovitisés.

Le rapport  $Mg/Fe$  est toujours inférieur à 2. Dans le diagramme tiré de Rock-forming-Minerals (1962) relatif aux domaines de compositions de phlogopite - biotite, les points représentant les biotites du granite se répartissent dans le champ de la biotite (fig. 63) et non de la phlogopite.

On observe une nette évolution croissante de  $Mg$  et  $Si$  du coeur vers les bordures du massif. La biotite au contact des roches vertes est plus proche du pôle phlogopite alors que celle du coeur est plus proche du pôle sidérophyllite.

Minéral		AMPHIBOLES						BIOTITES				
N° Ech.		E1						E1		E3		
N° Pers.		9E1	10E1	12E1	13E1	14'E1	14E1	7E1	21E1	4E1	5E1	20E1
N° Sonde		9	10	12	13	14'	14	7	21	4	5	20
oxydes	K	0.13	0.00	0.44	0.50	0.48	0.55	10.58	10.01	10.55	10.64	9.90
	NI	0.10	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.13	0.05
	NA	0.54	0.04	0.87	0.91	0.82	1.49	0.18	0.12	0.06	0.04	0.01
	CA	12.50	22.30	12.08	11.94	12.05	11.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	FE	11.59	10.15	13.54	13.54	12.44	12.85	16.13	15.57	13.73	13.61	11.00
	SI	53.30	38.83	49.26	50.24	49.93	45.95	38.07	37.41	38.19	38.12	39.38
	TI	0.00	0.00	0.29	0.28	0.49	0.29	1.75	1.46	1.13	1.13	1.30
	MN	0.33	0.09	0.22	0.19	0.25	0.18	0.17	0.00	0.15	0.00	0.32
	MG	16.62	0.01	14.54	14.63	14.61	11.20	13.60	13.28	15.06	15.37	16.40
	CR	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.05	0.04	0.17	0.09	0.11	0.11
	AL	3.59	25.38	6.85	6.73	6.48	12.72	16.95	16.59	16.92	4.07	17.39
	OH	2.11	2.02	2.06	2.09	2.06	2.03	4.07	3.97	4.06	100.22	4.14
		100.81	98.82	100.23	101.14	99.61	98.34	101.54	98.59	99.96		100.01
Formules structurales	K	0.0240	0.0000	0.0812	0.0924	0.0895	0.1028	1.9841	1.9253	1.9881	1.9982	1.8298
	NI	0.0113	0.0000	0.0084	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0016	0.0156	0.0054
	NA	0.1481	0.0112	0.2456	0.2520	0.2300	0.4249	0.0500	0.0360	0.0163	0.0101	0.0040
	CA	1.9045	3.5436	1.8799	1.8368	1.8742	1.7429	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	FE	1.3779	1.2592	1.6443	1.6260	1.5098	1.5835	1.9837	1.9637	1.6956	1.6768	1.3329
	SI	7.5778	5.7600	7.1530	7.2127	7.2477	6.7704	5.5976	5.6421	5.6396	5.6143	5.7038
	TI	0.0000	0.0000	0.0322	0.0304	0.0533	0.0318	0.1938	0.1656	0.1256	0.1253	0.1417
	MN	0.0403	0.0111	0.0265	0.0234	0.0303	0.0223	0.0215	0.0000	0.0188	0.0000	0.0395
	MG	3.5209	0.0032	3.1466	3.1301	3.1599	2.4595	2.9811	2.9862	3.3157	3.3744	3.5414
	CR	0.0000	0.0000	0.0000	0.0110	0.0000	0.0053	0.0049	0.0204	0.0109	0.0123	0.0125
	AL	0.6013	4.4372	1.1727	1.1381	1.1084	2.2094	2.9367	2.9481	2.9453	2.9533	2.9684
	OH	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
		16.2062	16.0255	16.3904	16.3531	16.3031	16.3528	17.7535	17.6873	17.7575	17.7803	17.5795
	FM	0.2871	0.9975	0.3468	0.3451	0.3277	0.3950	0.4021	0.3967	0.3408	0.3320	0.2793

Tableau 12: analyses à la microsonde des principaux minéraux des granitoïdes (analyses réalisées au laboratoire du Muséum de PARIS) - Voir Fig. pour la localisation des échantillons.

Minéral		FELDSPATHS										
N° Ech.		E3			E7				N2		E1	
N° Pers.		1E3	3E3	7E3	6E7	11E7	17E7	19E7	3N2	7N2	15E1	16E1
N° Sonde		1	3	7	6	11	17	19	3	7	15	16
oxydes %	K	0.09	0.11	0.10	0.08	0.06	0.07	16.68	0.08	0.05	0.11	0.05
	NI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00
	NA	11.58	9.10	11.45	11.82	11.43	11.65	0.65	8.08	8.24	11.10	8.99
	CA	0.56	0.60	0.31	0.33	0.71	0.48	0.00	5.31	5.60	1.04	1.32
	FE	0.19	0.04	0.03	0.00	0.00	0.11	0.02	0.00	0.00	0.09	0.19
	SI	66.54	71.17	67.57	68.28	67.34	67.71	63.65	61.25	60.86	67.55	68.86
	TI	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
	MN	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
	MG	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	CR	0.00	0.00	0.40	0.33	0.00	0.01	0.00	0.15	0.11	0.04	0.00
	AL	20.39	21.48	20.41	20.69	20.57	20.66	18.94	24.98	25.30	21.19	22.23
		99.39	102.56	100.31	101.58	100.13	100.82	99.96	99.96	100.17	101.15	101.73
concentration atomique	K	0.0048	0.0059	0.0056	0.0043	0.0033	0.0037	0.9889	0.0048	0.0029	0.0061	0.0026
	NI	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0048	0.0001	0.0032	0.0001	0.0014	0.0000
	NA	0.9914	0.7431	0.9691	0.9886	0.9692	0.9822	0.0582	0.6947	0.7076	0.9324	0.7436
	CA	0.0266	0.0271	0.0143	0.0151	0.0331	0.0225	0.0000	0.2523	0.2657	0.0482	0.0602
	FE	0.0070	0.0014	0.0009	0.0000	0.0000	0.0039	0.0006	0.0000	0.0000	0.0032	0.0069
	SI	2.9372	2.9975	2.9490	2.9452	2.9445	2.9436	2.9586	2.7144	2.6958	2.9265	2.9390
	TI	0.0002	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	MN	0.0000	0.0023	0.0000	0.0003	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0036
	MG	0.0021	0.0001	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	CR	0.0000	0.0000	0.0138	0.0113	0.0000	0.0004	0.0000	0.0053	0.0040	0.0013	0.0000
	AL	1.0607	1.0661	1.0501	1.0519	1.0602	1.0583	1.0378	1.3049	1.3206	1.0817	1.1185
		5.0299	4.8435	5.0059	5.0180	5.0111	5.0195	5.0450	4.9797	4.9966	5.0007	4.8744
	FM	0.7693	0.9663	0.2339	0.9953	0.9981	0.9996	0.9974	0.4093	0.4094	0.9995	0.9999
	AB	0.9693	0.9575	0.9799	0.9807	0.9639	0.9740	0.0556	0.7298	0.7249	0.9450	0.9221
	OR	0.0047	0.0076	0.0057	0.0043	0.0033	0.0036	0.9444	0.0050	0.0029	0.0062	0.0033
	AN	0.0260	0.0349	0.0144	0.0150	0.0329	0.0223	0.0000	0.2651	0.2722	0.0488	0.0746

Tableau 12 (suite 1)

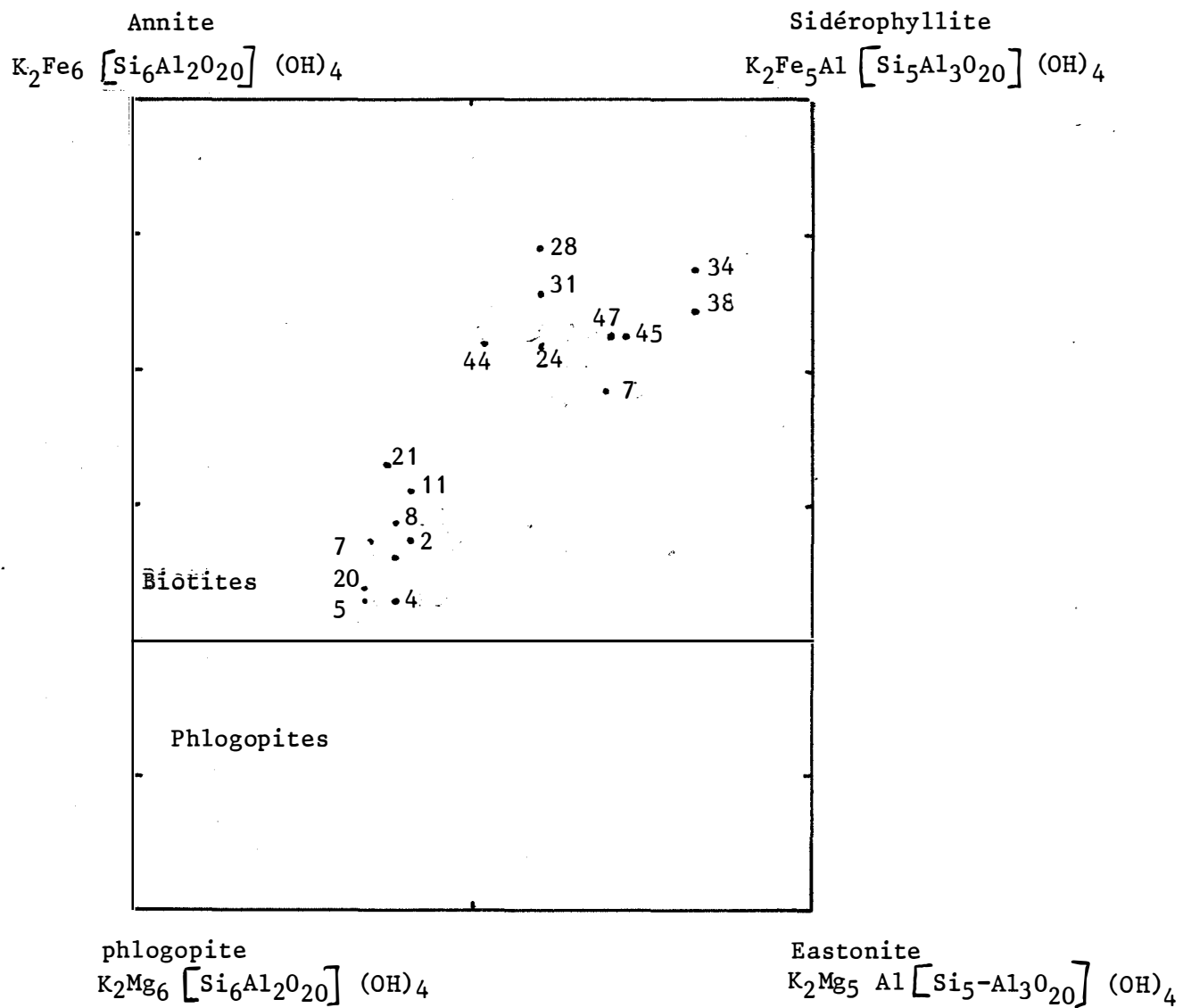
Minéral		FELDSPATHS													
N° Ech.		W1								W9			W12		
N° Pers.		1	2	10	12	15	16	17	18	32	36	37	46	48	49
N° Sonde		1	2	10	12	15	16	17	18	32	36	37	46	48	49
Oxydes %	K	15.87	0.11	0.08	15.93	0.09	0.08	15.62	0.62	16.62	15.7	0.09	0.2	0.22	0.18
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.59	9.69	11.18	0.55	10.12	10.2	0.71	10.16	0.75	0.64	9.94	9.44	9.61	9.76
	CA	0.0	3.09	1.54	0.0	3.24	3.13	0.0	2.9	0.0	0.0	3.6	4.11	3.92	3.75
	FE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.01	0.0	0.0	0.1	0.04	0.01	0.04	0.04
	SI	64.4	65.04	66.67	64.09	64.21	64.41	64.23	64.77	64.20	64.49 <sup>V</sup>	63.92	63.39	63.63	63.96
	TI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.04	0.0	0.0	0.0	0.0	0.05	0.0	0.02	0.0	0.0
	MN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.05	0.02	0.01	0.0
	MG	0.0	0.003	0.03	0.0	0.01	0.02	0.2	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.02	0.03
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	18.64	22.1	20.52	18.51	22.01	22.03	18.67	21.85	18.47	18.5	22.39	22.85	22.6	22.45
	TT	99.54	100.2	100.19	99.12	99.90	100.07	99.32	100.39	99.19	99.43	100.22	100.06	100.09	100.17
Concentration atomique	K	3.75	0.02	0.01	30.79	0.01	0.01	3.70	0.14	3.71	3.72	0.02	0.04	0.05	0.03
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.21	3.30	3.80	0.19	3.47	3.49	0.25	3.47	0.27	0.23	3.4	3.23	3.29	3.33
	CA	0.0	0.58	0.29	0.0	0.61	0.59	0.0	0.54	0.0	0.0	0.6	0.77	0.74	0.70
	FE	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	SI	11.95	11.43	11.70	11.95	11.36	11.38	11.94	11.41	11.96	11.96	11.29	11.21	11.25	11.29
	TI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	MN	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	MG	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	4.07	4.58	4.24	4.06	4.59	4.58	4.08	4.53	4.05	4.04	4.66	4.76	4.70	4.67
		20.07	20.03	19.72	20.01	20.14	20.18	20.03	20.13	20.08	19.98	20.18	20.04	20.07	20.06

Tableau 12 (suite 2)

Minéral		MICAS										
N° Ech.		W1		W9						W 12		
N° Pers.		2		55	56	57	58	59	60	63	64	65
N° Sonde		7	24	28	29	30	31	34	38	44	45	47
Oxydes %	K	9.75	9.16	9.65	7.86	9.59	9.59	9.42	8.27	9.72	9.76	9.44
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.13	0.03	0.06	0.15	0.1	0.06	0.1	0.05	0.05	0.06	0.09
	CA	0.03	0.11	0.01	0.12	0.01	0.01	0.02	0.09	0.01	0.02	0.13
	FE	24.25	23.64	25.63	25.37	25.89	25.48	26.73	25.09	23.91	24.25	26.2
	SI	35.5	36.31	35.3	34.63	35.02	35.45	34.62	35.51	35.88	35.68	34.93
	TI	1.84	1.97	2.71	2.49	3.02	2.56	2.77	2.06	2.61	2.02	2.26
	MN	0.53	0.6	0.63	0.52	0.62	0.55	0.64	0.57	0.43	0.46	0.41
	MG	7.63	7.57	5.64	4.83	5.76	5.77	5.66	6.16	6.87	6.95	6.69
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	16.29	16.55	16.43	17.72	16.01	16.54	16.02	17.6	16.55	16.77	15.82
	OH	3.84	3.78	3.83	4.06	3.8	3.72	3.88	3.95	3.6	3.87	3.73
		100.19	100.14	100.09	98.24	100.12	100.10	100.19	99.85	100.02	100.15	100.19
concentration atomique	K	1.87	1.75	1.897	1.437	1.879	1.879	1.830	1.545	1.919	1.884	1.831
	NI	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	NA	0.03	0.0	0.018	0.042	0.03	0.016	0.028	0.014	0.016	0.018	0.026
	CA	0.0	0.01	0.001	0.018	0.002	0.002	0.004	0.015	0.002	0.003	0.022
	FE	2.82	2.81	3.202	2.738	3.175	3.162	3.141	2.767	3.073	2.891	3.111
	SI	5.34	5.46	5.443	4.962	5.377	5.449	5.275	5.201	5.549	5.396	5.308
	TI	0.20	0.22	0.314	0.268	0.348	0.296	0.317	0.227	0.304	0.230	0.258
	MN	0.06	0.07	0.083	0.063	0.081	0.071	0.083	0.071	0.056	0.059	0.053
	MG	1.71	1.69	1.296	1.031	1.317	1.322	1.286	1.344	1.583	1.566	1.516
	CR	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	AL	2.89	2.93	2.986	2.993	2.897	2.996	2.877	3.039	3.017	2.988	2.833
	OH	3.85	3.79	3.935	3.878	3.888	3.811	3.948	3.856	3.711	3.901	3.78
		14.97	14.99	15.239	13.552	15.108	15.200	14.882	14.222	15.518	15.036	14.95

Tableau 12 (suite 3)





**Fig. 63** : répartition des micas noirs dans le  
diagramme de DEER et al, 1962. (tableau 12)

Ceci s'explique bien par une contamination due à l'assimilation des amphibolites, en ce qui concerne Mg (et par le caractère sans doute plus évolué du granite sur les bordures), ce que nous vérifierons dans le chapitre de la géochimie.

#### - Les K feldspaths et les plagioclases

Les K feldspaths et les plagioclases sont les constituants les plus importants du granite.

Les analyses des feldspaths du granite sont reportés dans le tableau 12.

De ces analyses, il ressort que les teneurs en CaO de tous les minéraux sont inférieures à 10 %. Celle des K<sub>2</sub>O est en général inférieure à 5 %, sauf vers le coeur du granite où le microcline s'exprime mieux en raison de la microclinisation. Les minéraux analysés ont presque tous des teneurs en Na<sub>2</sub>O assez élevées atteignant 15 %. S'il y a une variation de composition des plagioclases plus calciques près des amphibolites, elle a été effacée par le métamorphisme qui les a tous rétrotransformés en albite.

Dans le diagramme Ab-OR-An, les feldspaths se répartissent en majorité dans le champ de l'albite ou à proximité et il en est de même pour les plagioclases analysés. En effet, les feldspaths sont en majorité albitisés (ph.1 pl.III). Les analyses qui tombent dans le pôle potassique de la fig. 64 sont celles des phénocristaux de microcline rencontrés dans les orthogneiss du contact NE (E1), dans les granites foliés (W1, W4) et équants (W14) des affleurements de l'Ouest.

#### - Les amphiboles

Les amphiboles (hornblende, tschermakite et actinote) se rencontrent préférentiellement en bordure du massif granitique, en contact avec les roches vertes.

Les analyses des minéraux sont reportées dans le tableau 12.

Pour toutes les analyses, les concentrations atomiques présentent les caractères suivants :

Na	< 0,67
Ca	> 1,34
Ti	< 0,5
Na + K	< 0,5

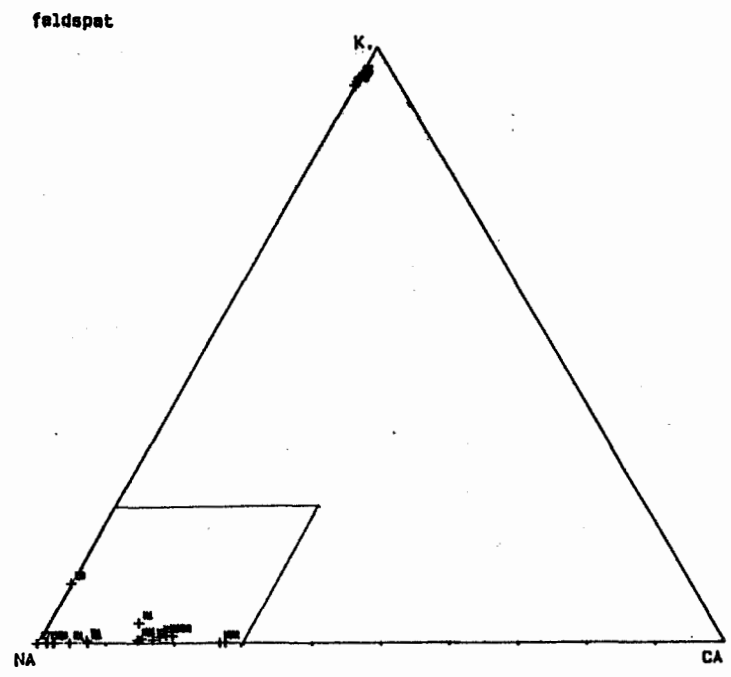
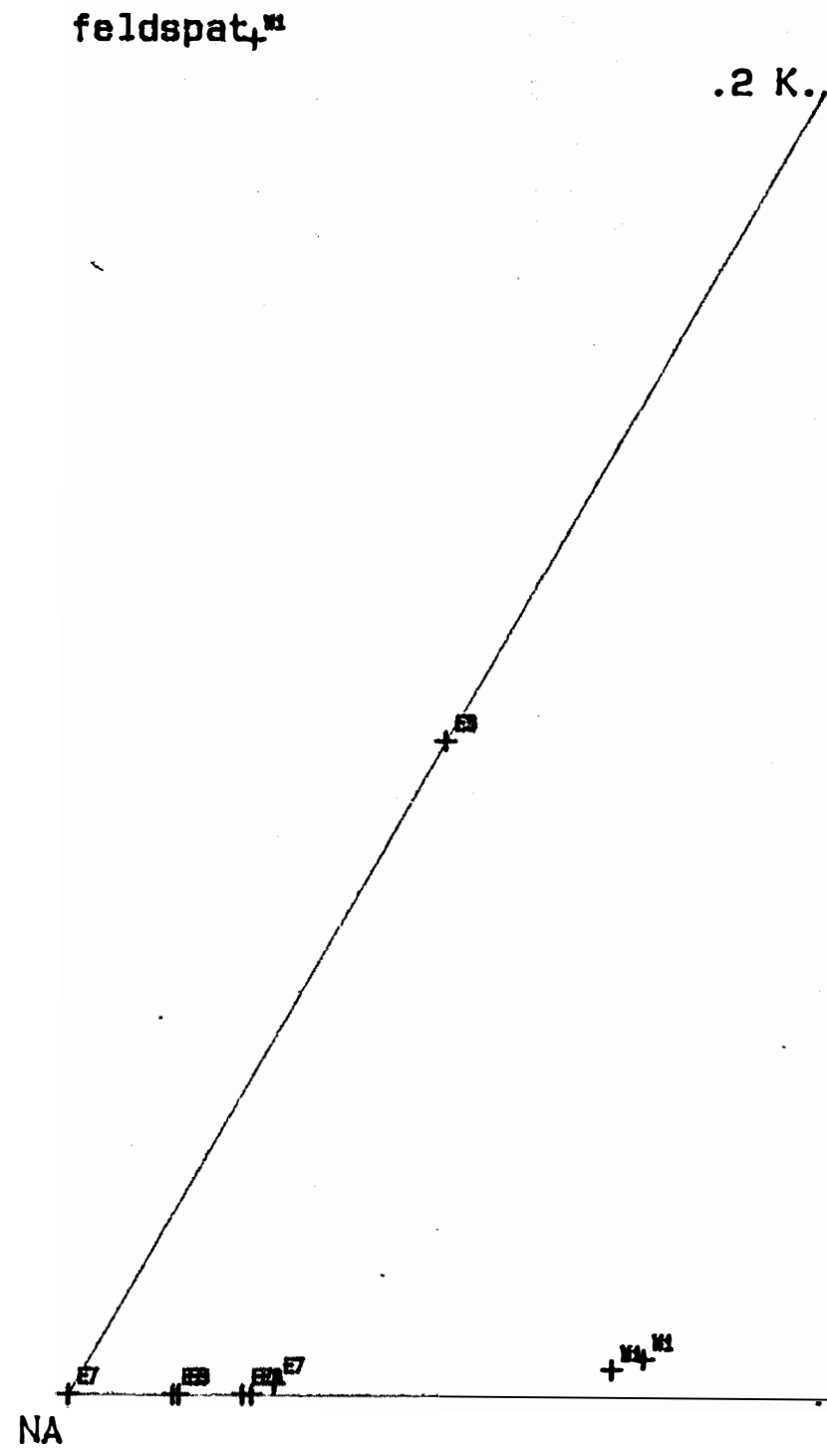
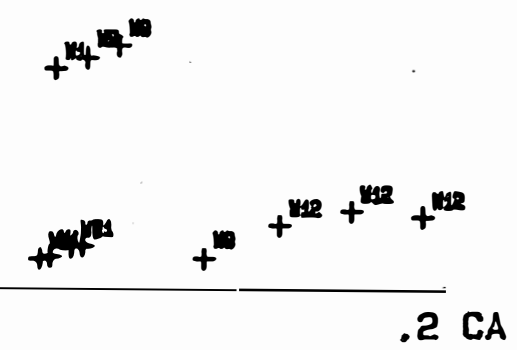


Fig.64: Répartition des feldspaths du granite dans le diagramme Or-Al-An.  
 Voir Tableau 12 Pour la localisation des analyses.



Dans le diagramme de LEAKE (1978), les amphiboles poecilitiques sont de la ferro-tschermakite comme dans les amphibolites alors que les petits cristaux inclus sont des ferro-hornblendes. Les cristaux allongés ont une composition de hornblende actonilitique ou de ferro-actinote (fig. 65).

Le diagramme de LEAKE montre que, contrairement aux roches vertes, les amphiboles poecilitiques n'ont pas systématiquement la même composition que les amphiboles qu'ils renferment en inclusion.

Cela peut être rapproché du fait que le développement de ces grands cristaux d'amphiboles dans les granites apparaît tardif alors que dans les roches vertes, ils sont précoces.

#### - La chlorite

La chlorite provient de l'altération de la biotite. D'après le diagramme de M. H. HEY (1954), les chlorites sont du talc-chlorite, de la diabantite et de la pycnochlorite (fig. 66). d'après les analyses rapportées dans le tableau 12. La présence de talc-chlorite est exceptionnelle car d'après DEER et al (1962), Si est toujours compris entre 4,5 et 7, ce qui traduit sans doute un milieu extrêmement siliceux.

### Résumé

- les granitoïdes forment un complexe constitué de faciès folié, gneissifié ; de faciès porphyroïde, équant et peu folié ; de faciès à grain fin et folié.

- Au seul contact granitoïde-formations métamorphiques observé (avec roches vertes) :

- 1) La gneissification est plus intense que dans le reste du massif.
- 2) un réseau de filons aplitiques, pegmatitiques et quartziques se développe des deux côtés du contact.

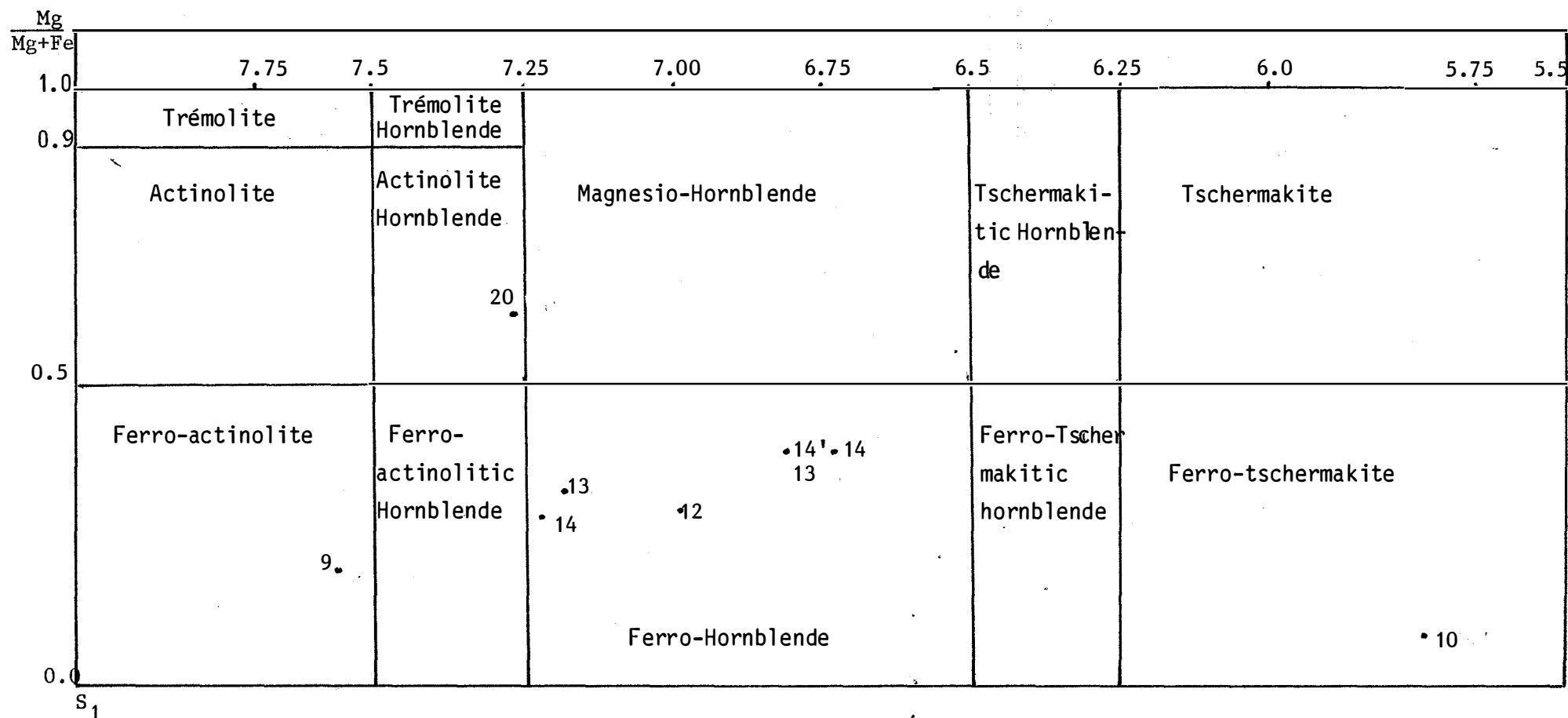


Fig. 65 : La nomenclature des différents amphiboles d'après la classification de LEAKE E. (1978)  
(tabl.12)

10E1 amphibole poécilitique

12, 13, 14, 13', 14' amphibole en inclusion dans les amphiboles poécilitiques

9, 20 amphiboles en baguette formant la schistosité.

(voir les amphibolites)

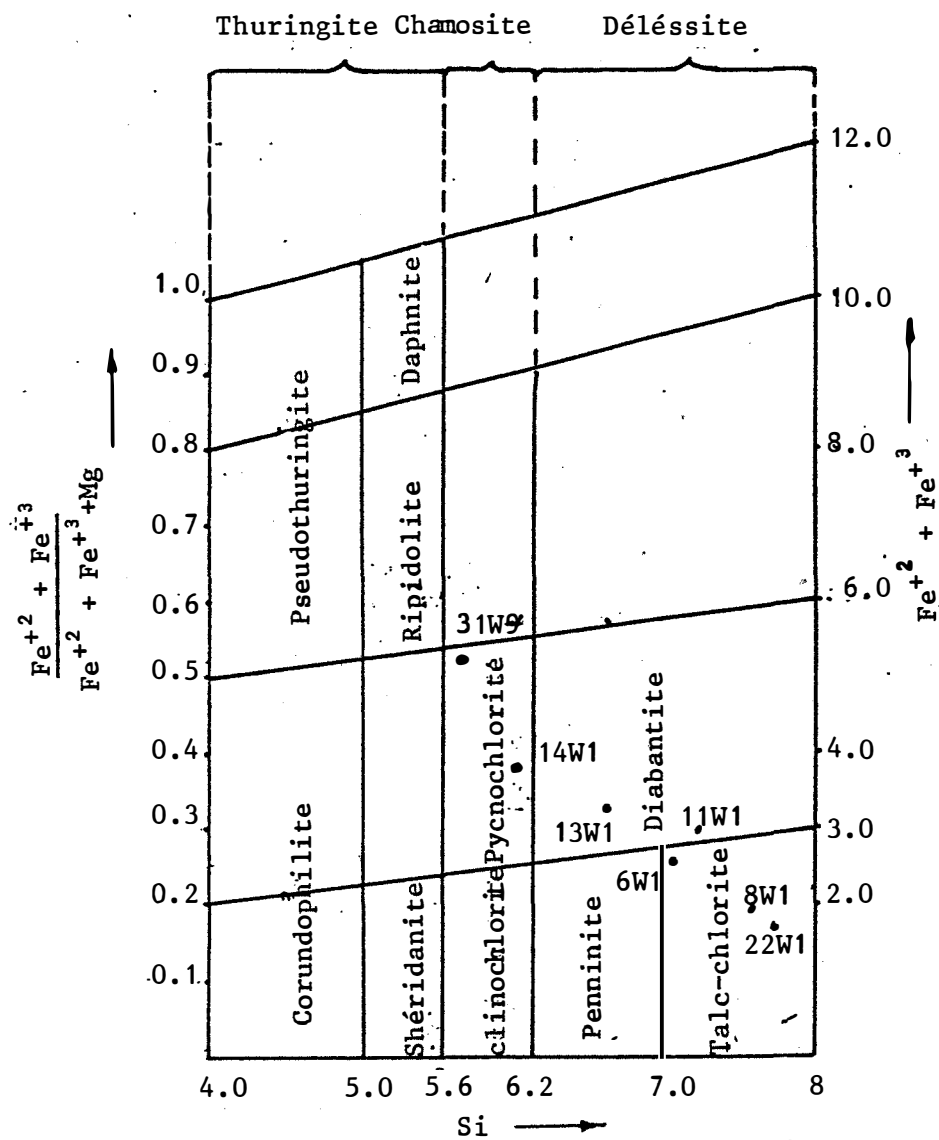


Fig. 66 : Nomenclature des ortho-chlorites et des chlorites oxydées d'après HEY M.H. (1954)  
Tableau 12.

- 3) Ces filons sont souvent plissés et la charnière de ceux-ci est moulée par une foliation principale commune aux deux formations. Cette foliation est également observée dans les aplites ou pegmatites.
- 4) Des enclaves de roches vertes sont fréquentes dans le granite.

- Il existe deux générations de pegmatites : la première de direction proche de N-S, conforme à la foliation principale, la seconde sécante déforme la première.

- Les granitoïdes à texture équate sont caractérisés par des traînées biotitiques ou feldspatiques.

#### 4) Conclusion

Le granite de la région est à biotite, riche en plagioclase et gneissifié à ses bordures. Il présente des transformations aux bordures, au contact des roches encaissantes (amphibolites, itabirites) qui montrent qu'il y a eu endomorphisme.

On observe en outre une rétro-morphose du plagioclase calcique en albite.

Le granite est plus ou moins envahi par deux générations de pegmatites ("migmatisations"), l'une anté- à synfoliation principale, l'autre post-. Des filons essentiellement aplitiques de premières générations s'observent dans les amphibolites sur une distance décamétrique à partir du contact avec le granite.

Par conséquent, nous pouvons affirmer qu'au moins une partie de ce granite est intrusive dans les roches vertes et les formations associées.

Ceci n'est pas vérifié pour les autres contacts du secteur étudié, qui n'ont pu être observés.

### III LES STRUCTURES

#### A/ Les structures plissées

##### a) La structuration du socle archéen

A l'échelle des affleurements (éch. 1/25 000), une foliation principale sub-verticale et de direction N170-N20 est observée dans les formations métamorphiques. Elle se confond dans l'ensemble avec le litage des itabirites. Les plis liés à cette foliation principale sont de type semblable. On les observe surtout dans les itabirites (pl.IV, ph.6).

La foliation principale s'exprime surtout dans le "doigt de gant" de terrain métamorphique et sur les bordures du massif granitique.

La carte géologique et la carte structurale de la région (fig.15, 16, 17, 67) montrent que la foliation principale est orientée grossièrement Nord-Sud. Elles montrent en outre une symétrie dans la disposition des formations.

La structure boucle au Nord et s'ouvre vers le Sud. Les axes des plis de phase principale observés à l'affleurement plongent vers le Sud (ph.6, pl.IV). La structure principale s'ennoie dans cette direction.

C'est donc une synforme (fig. 68). Les formations apparaissant au coeur de cette formation sont plus jeunes, s'il est admis qu'à BOGOIN nous avons une série normale.

Nous n'avons pas d'argument pour tester l'hypothèse d'une polarité renversée si la série métamorphique appartenait au flanc inverse d'une grande structure tangentielle.

##### b) La structuration de la couverture

La couverture gréseuse a un litage sub-horizontale. Elle est prise dans un anticlinal dont l'axe est orienté N160 (carte structurale, fig. 68, coupe 3). Nous n'avons pas observé à l'échelle de l'affleurement des plis liés à cette phase.

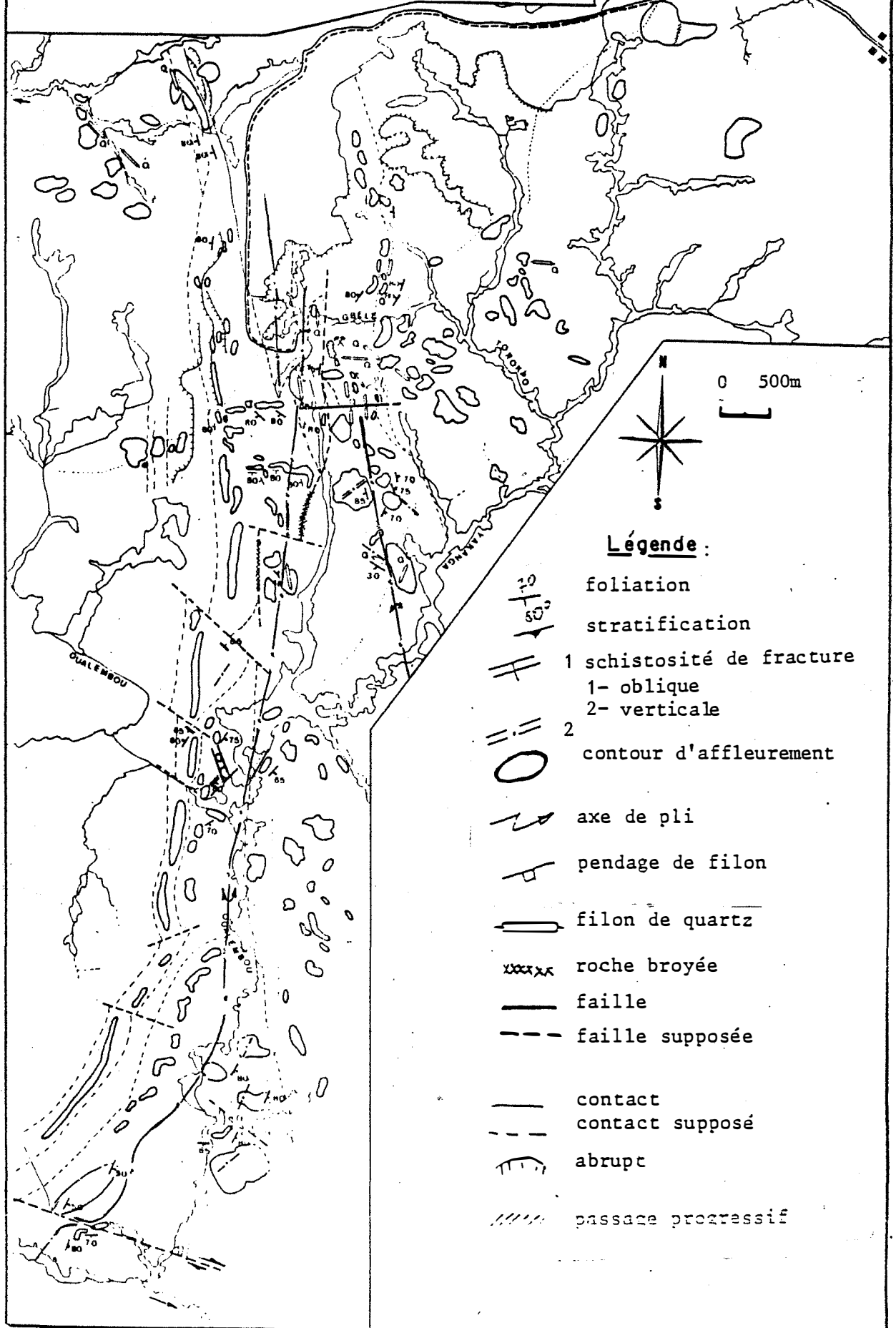


Fig.67 CARTE STRUCTURALE

du secteur de BOGOIN  
et localisation des ECHANTILLONS ANALYSES

Levés: J. Biandja 1984, 1985

J. Biandja et G. Roger 1987



Cet anticlinal pourrait expliquer les pendages vers l'Est mesurés dans le socle (partie sud du secteur, fig. 68, coupe 3), par une mise en éventail de la foliation principale.

## **B/ La tectonique cassante**

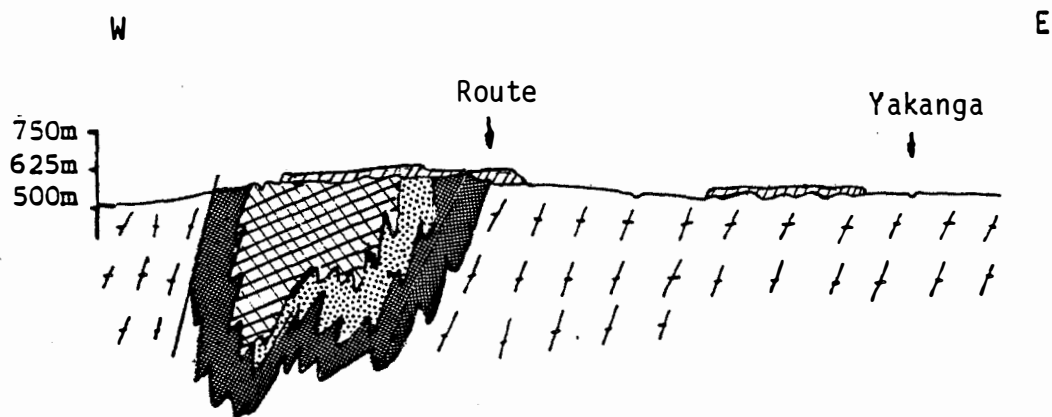
D'après leurs directions, les failles se divisent en trois familles :

- les failles sub-méridiennes : N10 - N20
- les failles sub-est-ouest : N70 - N80
- les failles N130.

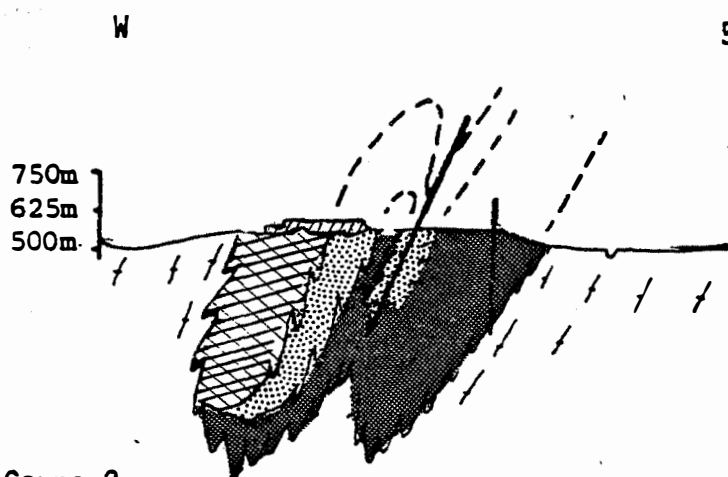
Les failles sub-méridiennes se rencontrent surtout dans la carrière et dans la "Montagne de fer". Elle sont souvent remplies de quartz (ph.8 pl.IV) ou de pegmatite. Elles contrôlent les minéralisations (or, sulfures) dans les amphibolites et dans les grès-quartzites. Ceci sera étudié plus en détail dans le chapitre des minéralisations.

Les deux dernières familles de failles recoupent la première (ph.8 pl.IV) et déforment les structures principales décrites ci-dessus.

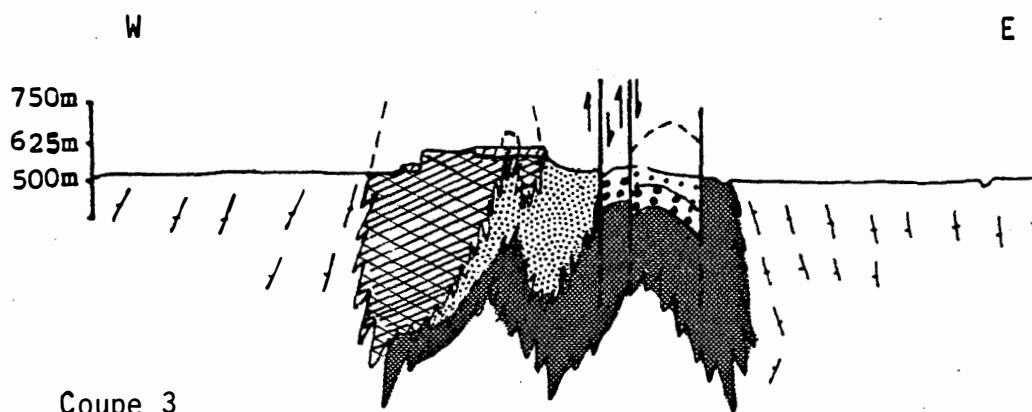
Des plis d'entraînement cylindrique à axe sub-vertical (ph.7, pl.IV) sont liés aux décrochements à jeu généralement dextre de ces failles (carte structurale).



Coupe 1



Coupe 2

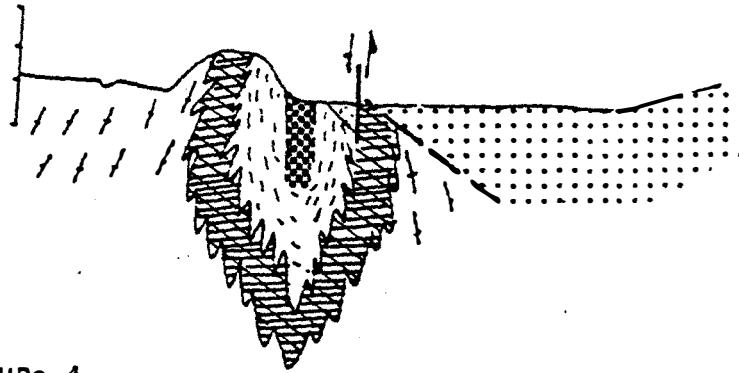


Coupe 3

Fig. 68 : Coupes d'après la carte géologique (fig.15):

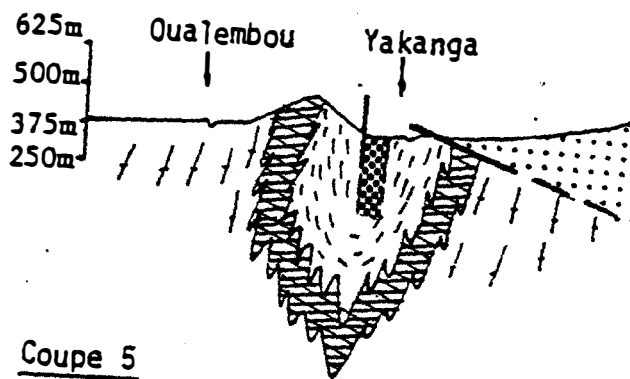
NW

SE

Coupe 4

NW

SE

Coupe 5

W

E

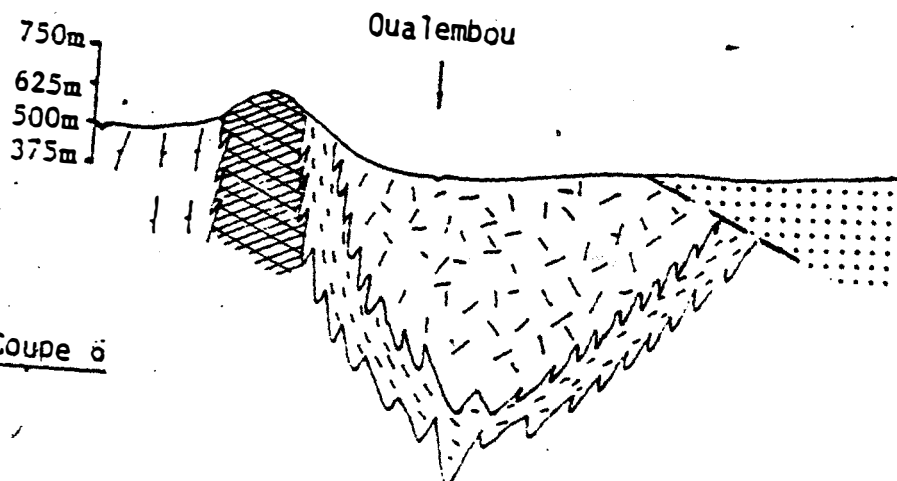
Coupe 6

Fig.68 (suite)

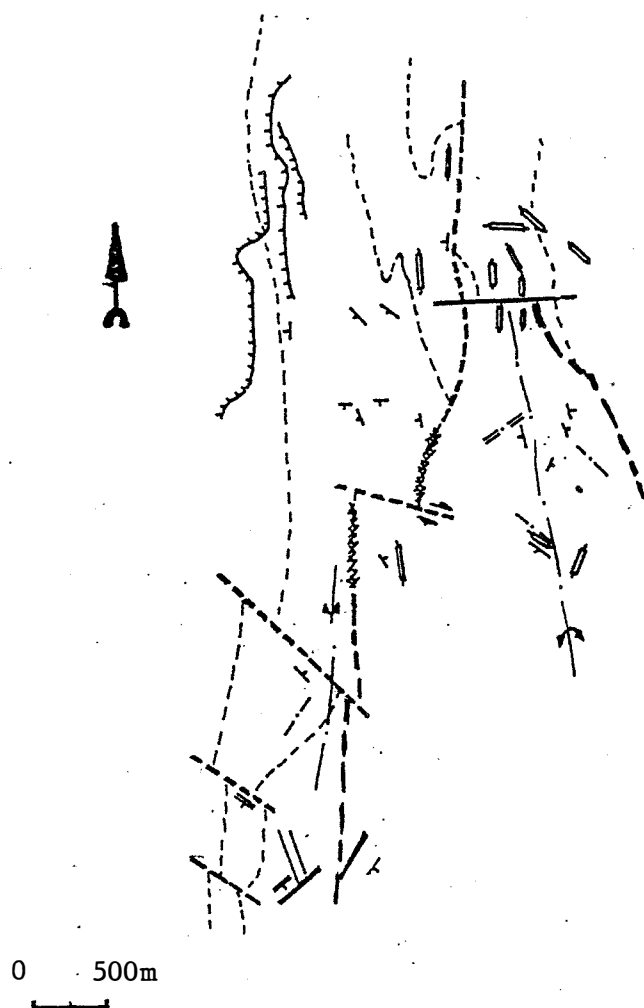
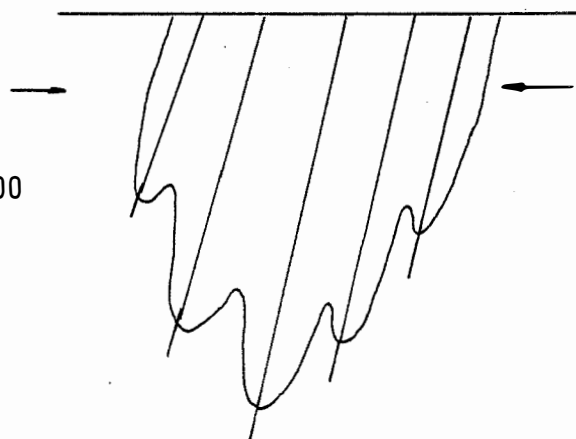
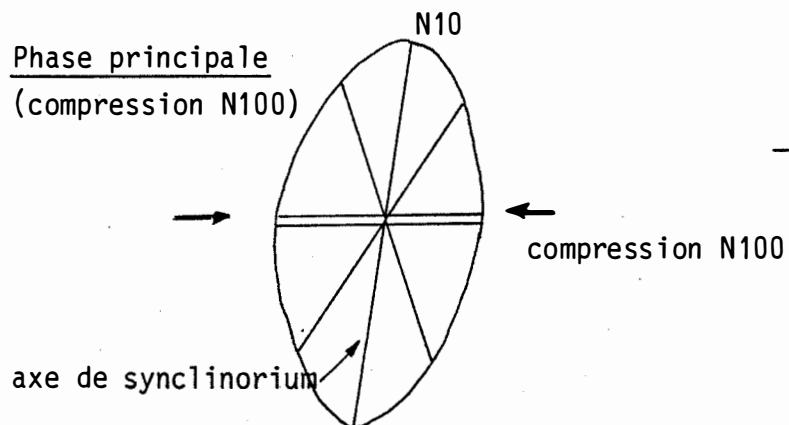


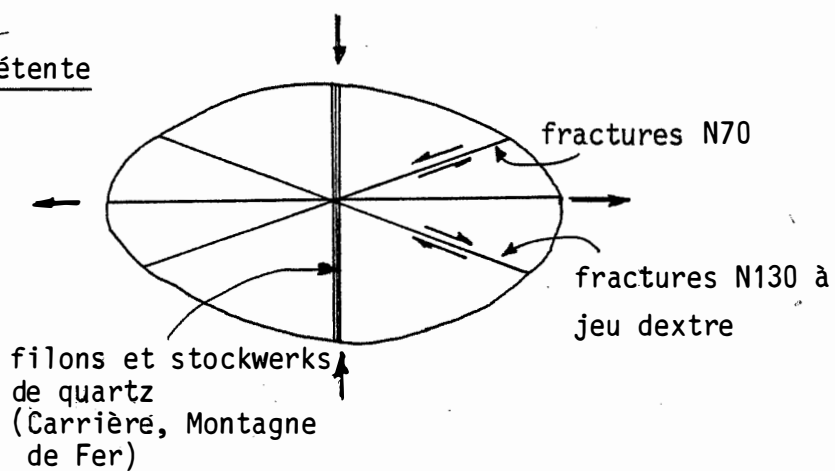
Fig. 69 : les principales déformations de la couverture protérozoïque et le caractère du contact de cette couverture avec les formations métamorphiques.

C/ Schéma d'évolution des contraintes  
(Système de compressions-détentes)

1) Phase principale  
(compression N100)

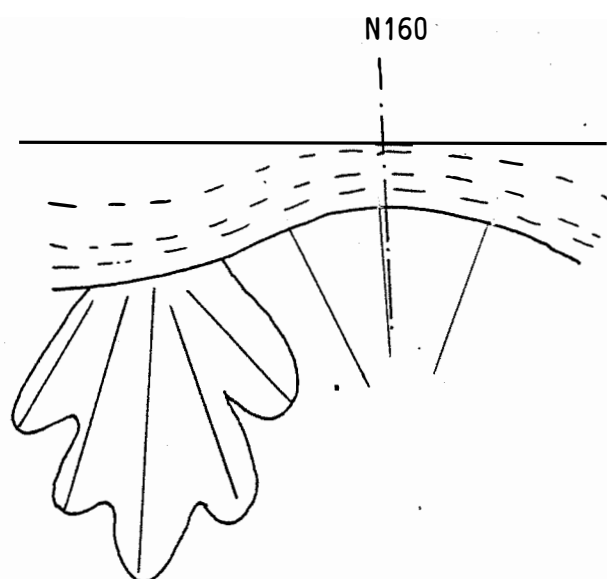
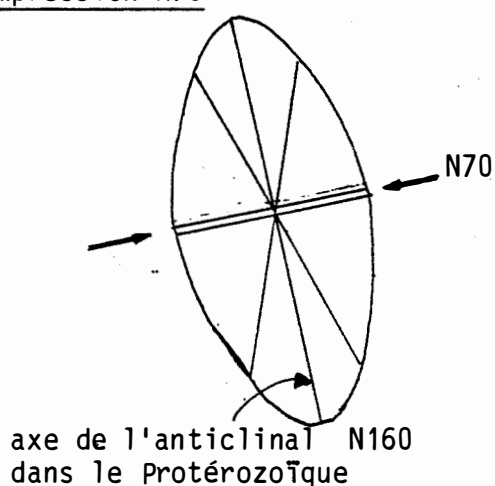


2) Détente

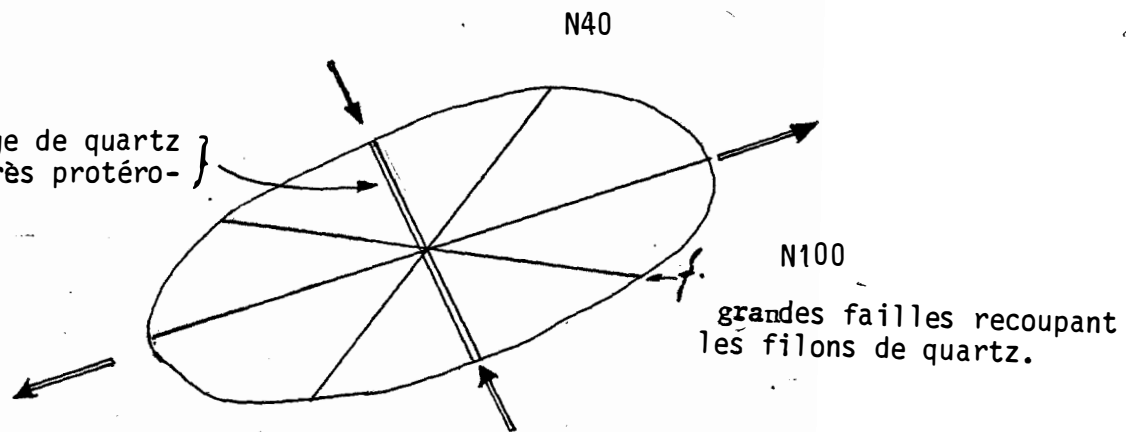


Faïlles	exemples (principaux)
N70	rare, Montagne de fer, (camp des chasseurs)
N10	Carrière, Montagne de Fer.
N130	Virgation, Montagne de Fer.

3) Compression N70



"Mise en éventail" de la foliation principale, pouvant expliquer les pendages vers l'Est.

4) Détente

Failles	Principaux exemples
N100	Sud de la carrière, carrière

## D/ Les problèmes particuliers

### a) La discordance sous les itabirites

La cartographie a montré (carte géologique) qu'une formation gneissique est intercalée entre les amphibolites et les itabirites sur le flanc oriental de la structure. Elle ne se retrouve pas entre ces deux dernières formations dans les affleurements occidentaux, où l'on observe un contact direct entre amphibolites et itabirites.

Etant donné que nous avons démontré ci-dessus que la structure principale de BOGOIN est un synclinal, l'absence de ce gneiss peut être interprétée comme une discordance sous les itabirites.

Nous avons, par conséquent, proposé un schéma expliquant cette discordance (fig. 70).

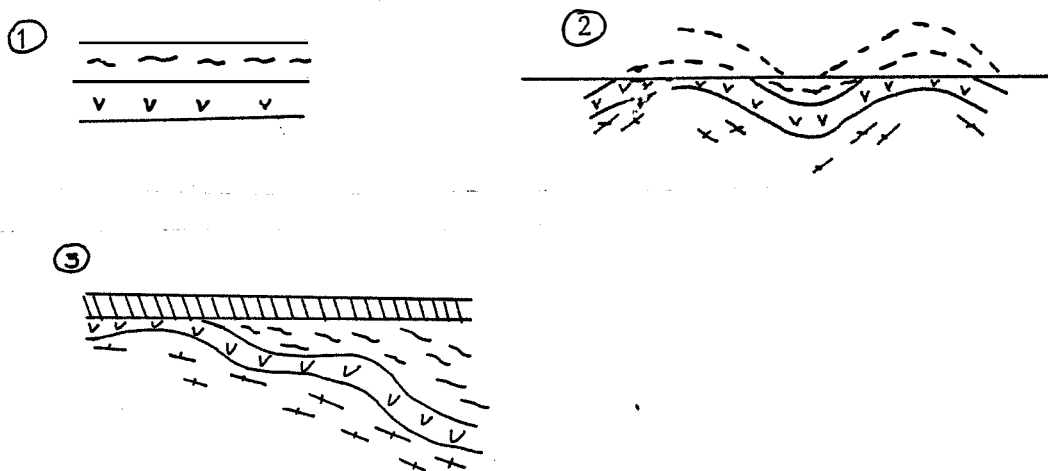


Fig. 70 : Schéma expliquant la discordance sous les itabirites.

Ainsi, après la formation des gneiss, la région a connu un plissement, ou du moins une voussuration, suivi d'une érosion qui fait disparaître la formation gneissique dans la partie ouest du secteur. Les itabirites se sont déposées sur la formation gneissique de la partie est, et directement sur les roches vertes dans la partie ouest.



b) La nature du contact des amphibolites avec le granito-gneiss

La cartographie et l'étude lithostratigraphique ont montré le caractère du contact NE des roches vertes avec la formation granito-gneissique. Nous rappelons qu'à ce contact, outre les orientations concordantes des foliations principales, il y a eu un développement de réseaux de deux générations de pegmatites dans les granito-gneiss et d'aprites dans les roches vertes. Des filons de quartz se développent également dans les deux formations.

La gneissification s'intensifie à ce contact.

Des enclaves d'amphibolites se rencontrent aussi bien dans le granito-gneiss que dans les aprites qui recoupent les roches vertes (fig. 51, ph.3 pl.IV).

Nous pensons, par conséquent, que ces éléments peuvent être interprétés comme les résultats de l'intrusion du granite dans les amphibolites.

Toutefois, cette interprétation ne peut pas être généralisée à tout l'ensemble granitique, car il est possible qu'une partie du vaste massif granitique représente un socle plus ancien par rapport à l'ensemble métamorphique.

Dans ce cas, ce socle et le granite intrusif forment un complexe granitique dont une étude plus approfondie permettra une meilleure compréhension.

#### IV MÉTAMORPHISME

Les séries de BOGOIN sont affectées par deux métamorphismes qui ont donné les paragenèses suivantes :

Métamorphisme régional :

- 1) Les roches vertes : hornblende, trémolite-actinote, grenat (almandin), quartz.
- 2) Le gneiss fin : grenat-almandin, albite, biotite, chlorite, muscovite.

- 3) La formation siliceuse rubanée : albite, biotite, quartz, épidote
- 4) Le métarhyolitoïde : muscovite, quartz, plagioclase, biotite.

### Métamorphisme de phase tardive

Ce métamorphisme n'a été observé que dans le métarhyolitoïde : disthène, chloritoïde, muscovite.

Cette paragenèse n'a jamais été décrite auparavant et ne se rencontre que dans cette formation.

Elle est liée à la proximité de la grande faille N125 de la zone de virgation près de la limite sud de la carte.

### Conclusion

Les paragenèses énumérées ci-dessus montrent que :

1- le métamorphisme régional correspond au métamorphisme intermédiaire entre les faciès schiste vert et les faciès amphibolitisés et plus précisément au sub-faciès quartz-albite-épidote-almandin (Winkler H.G.F. 1979) (fig. 71),

2- le métamorphisme de phase tardive, locale et liée à la fracturation peut aussi bien correspondre au sub-faciès staurotide - almandin du faciès almandin - qu'au sub-faciès disthène - almandin - muscovite du même faciès, car le disthène existe dans les deux sub-faciès (H.G.F. Winkler, 1970).

Ces paragenèses permettent de fixer approximativement les conditions de températures à 400°C pour le métamorphisme régional et entre 480°C et 550°C pour le métamorphisme de phase tardive.

Les conditions de pressions nécessaires à la formation du disthène -seul silicate d'alumine observé- étant trop vastes, et ne disposant pas de minéraux indicateurs pour le métamorphisme régional, il nous est plus difficile de définir d'une façon plus précise les conditions thermodynamiques.

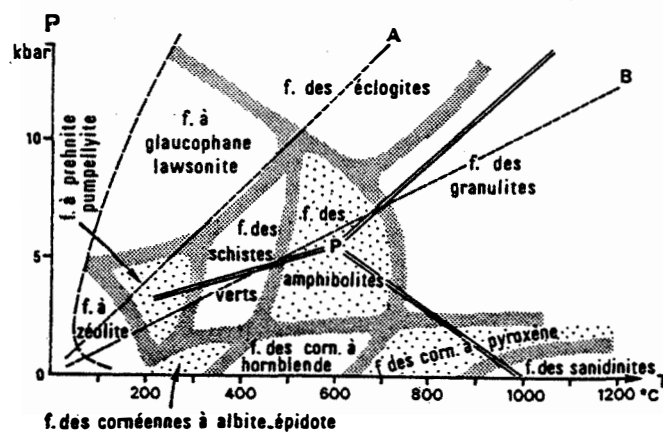
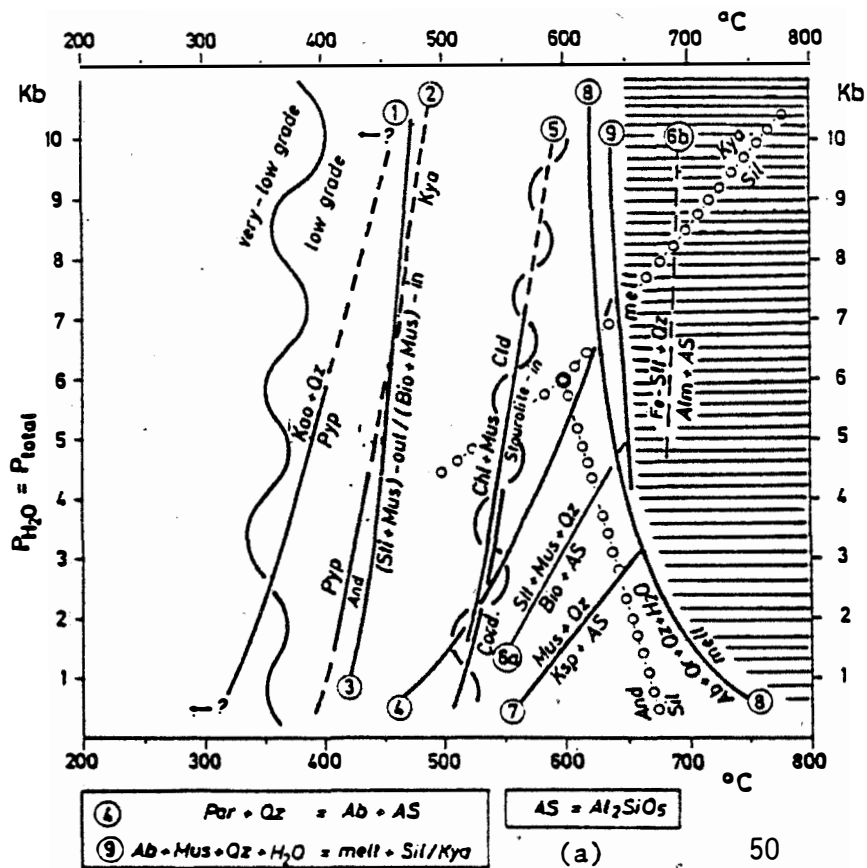


Fig. 71 : a) champ de stabilité des associations minérales résultant du métamorphisme (WINKLER, 1979)

b) champ des principaux faciès minéraux du métamorphisme.

La zone délimitée par A et B correspond à un gradient géothermique normale.

## **V IDENTIFICATION D'UNE CEINTURE DE ROCHES VERTES**

L'une des principales questions à laquelle il faut répondre dans le présent travail est celle de savoir si l'ensemble géologique de BOGOIN constitue une ceinture de roches vertes, le "greenstone-belt" des anglo-saxons.

Nous rapportons les caractères généraux des "greenstone-belt" donnés par K. CONDIE (1981).

### **A/ Les caractères généraux**

Les "greenstone-belt", ou ceintures de roches vertes, sont formés de roches magmatiques basiques ou ultrabasiques ayant subi un métamorphisme de type schiste vert ou amphibolite.

La caractéristique la plus frappante de ces formations est la similitude de leur largeur à travers le monde ; elle est comprise entre 10 et 50 km. Leur longueur varie entre 100 et 300 km.

La plupart des ceintures de roches vertes archéennes sont des synformes faillées et ont un âge compris entre 2,6 et 2,7 MA. La plus ancienne (Barbeton, Zimbabwe) est datée de 3,8 MA.

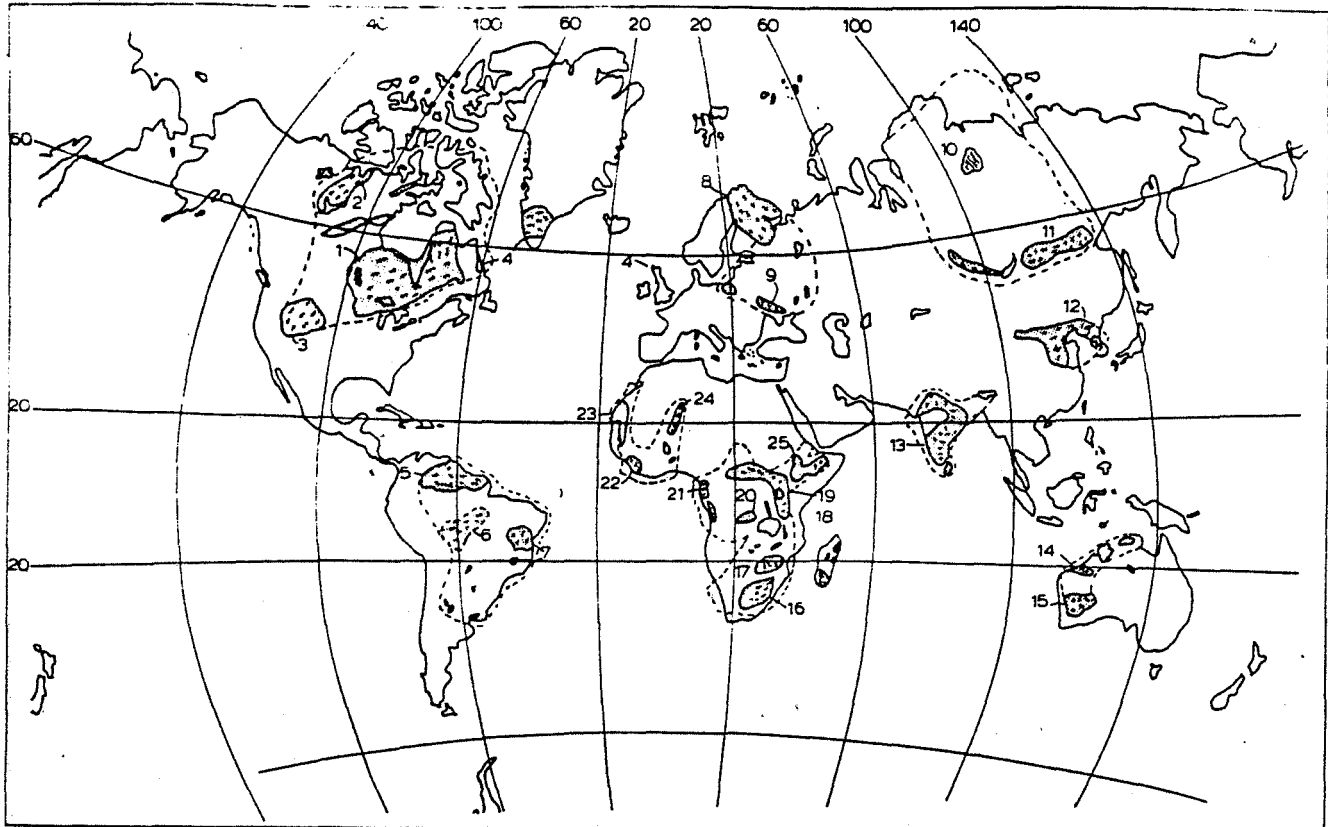
Ces formations sont comprises dans des complexes granitiques. Elles sont souvent intrudées par de jeunes granites. Beaucoup de ces ceintures sont riches en komatiites (fig. 72).

Les sédiments (grauwackes, argilites, cherts etc.) prennent de l'importance vers les horizons supérieurs des ceintures.

Elles sont minéralisées en Au, Cu, Ni, Fe et Cr.

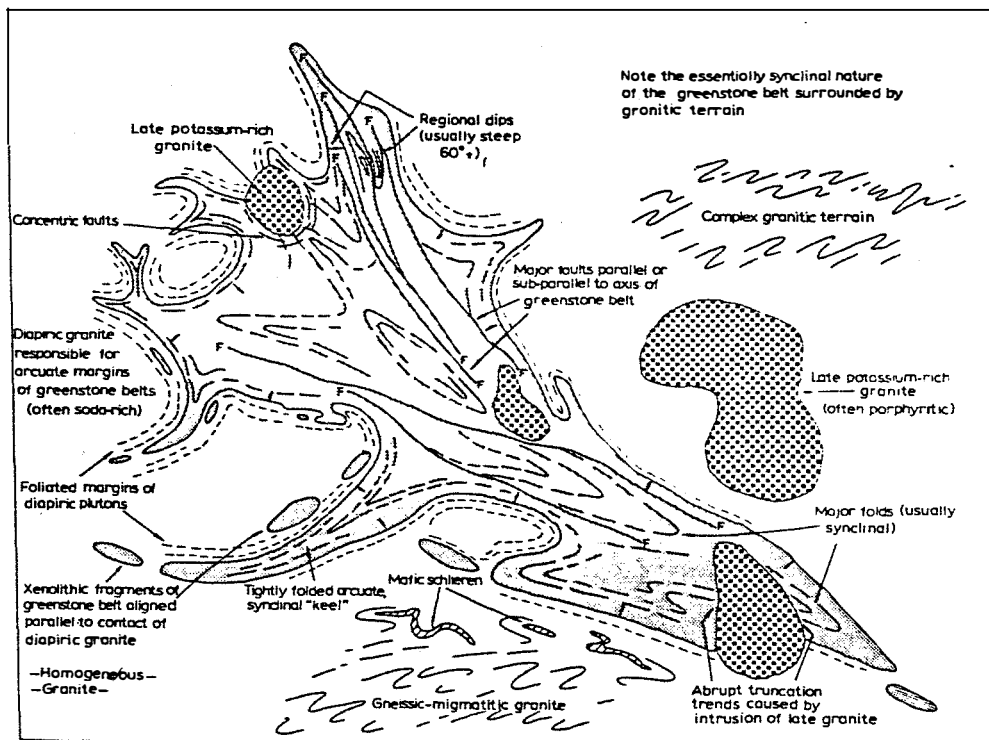
Les ceintures vertes archéennes se distinguent des ceintures orogéniques phanérozoïques par les ratio de leurs longueurs sur leurs largeurs respectives.

a-



Distribution of Archean provinces (shown in gray). Bold dashed lines outline areas probably underlain by Archean terranes. Structural trends are indicated where available. Key to major provinces: 1 = Superior (B), 2 = Slave (G), 3 = Wyoming (G), 4 = North Atlantic (H), (Nain, Godthaab, Lewisian), 5 = Guiana (H), 6 = Guaporé (H), 7 = São Francisco (B), 8 = Kola (B), 9 = Ukrainian (B), 10 = Anabar (H), 11 = Aldan (H), 12 = Chinese (H), 13 = Indian (B), 14 = Pilbara (G), 15 = Yilgarn (B), 16 = Kaapvaal (G), 17 = Rhodesian (G), 18 = Zambia (H), 19 = Central African (B), 20 = Kasai (H), 21 = Cameroons (H), 22 = Liberian (B), 23 = Maritanian (H), 24 = Ouzsalian (H), 25 = Ethiopian (H). Symbols: G = granite-greenstone terrane; H = high-grade terrane; B = both granite-greenstone and high-grade terranes.

b-



- Idealized map of a typical Archean greenstone belt (after Anhaeusser et al., 1969).

Fig.72 : a- Répartition des ceintures archéennes dans le monde  
b- Carte type théorique d'une ceinture de roches vertes archéenne.  
(d'après ANHAEUSSER et al., 1969)

Dans les ceintures archéennes, il n'y pas de métamorphisme du faciès schistes bleus et les roches volcaniques ultramafiques sont plus abondantes que dans les formations phanérozoïques.

A ces caractères généraux, il faut ajouter la fréquence des formations ferrifères rubanées (itabirites) et celle des séries volcaniques et volcano-sédimentaires plus ou moins acides.

#### **B/ L'ensemble de BOGOIN est-il une ceinture de roches vertes ?**

Les différentes études faites ci-dessus ont montré que :

- Le complexe métamorphique de BOGOIN forme un "doigt de gant" dans un gros massif granitique.
- Si l'ensemble de ce massif n'est pas obligatoirement intrusif dans le complexe métamorphique, une partie l'est.
- L'ensemble métamorphique est un synclinorium.
- Il a, à sa base des schistes amphibolitiques et des roches ultrabasiques.
- Il comporte une série volcano-sédimentaire acide à intermédiaire et des itabirites.
- Il est affecté par un métamorphisme régional compris entre la fin du schiste vert et le début du faciès amphibolite.

Ces différents paramètres nous permettent d'affirmer que les formations de BOGOIN constituent bien une ceinture de roches vertes.



## CHAPITRE IV

### ETUDE GEOCHIMIQUE ET PETROLOGIQUE

---





## C H A P I T R E   I V

### ETUDE GEOCHIMIQUE ET PETROLOGIQUE

#### I INTRODUCTION

L'objet principal de ce travail est l'étude des minéralisations aurifères sur un nombre limité d'échantillons afin de faire paraître, si possible, des anomalies susceptibles de nous aider à caractériser les formations porteuses.

Les travaux antérieurs et les analyses faites par nous-mêmes ont montré que tout au moins en surface, seuls les filons qui traversent les roches vertes sont porteurs de la minéralisation.

Cela explique la disproportion qui se rencontre dans la présente étude pétrologique et géochimique. Les roches vertes et la formation granito-gneissique dans une moindre proportion seront plus étudiées.

Dans l'ensemble, nous ne disposons pas de roche fraîche, qui nous aurait permis de faire un bilan du comportement des éléments chimiques au cours des processus d'altérations hydrothermales. Nous comparerons, néanmoins, des roches moins affectées, avec d'autres plus altérées. C'est pourquoi, l'étude de l'altération n'aura qu'une valeur indicative.

Les analyses en roche totale pour les majeurs et les traces ont été effectuées pour la presque totalité au laboratoire de géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne. Une partie a été faite au laboratoire de pétrologie de l'Université PARIS VI.

$\text{Fe}^{+2}$  a été dosée par voie humide au Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de PARIS VI (Mme RICHARD).

Au Laboratoire de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, les roches ont été analysées par deux méthodes : la fluorescence X sur pastille pour les majeurs et sur perles pour les traces (J.J. GRUFFAT) et l'I.C.P. (J. MOUTTE).

Etant donné les difficultés rencontrées pour la mise en solution des roches vertes, nous avons repris l'analyse de ces dernières par fluorescence X à Saint-Etienne. Dans un souci de vérification, nous avons refait par la fluorescence X la presque totalité des analyses faites par I.C.P.

Dans le travail, nous n'utiliserons que les résultats des analyses à la fluorescence X pour plus d'homogénéité.

Les résultats de ces analyses sont rapportés dans les tableaux 15, 16, 17.

## II LES AMPHIBOLITES

### A/ Mobilité des éléments majeurs et traces

Les gains et les pertes observées sur les diagrammes résultent de la différence en % d'oxydes pour les oxydes et en ppm pour les traces des analyses comparées du tableau 15.

#### a) Etude de l'altération météorique

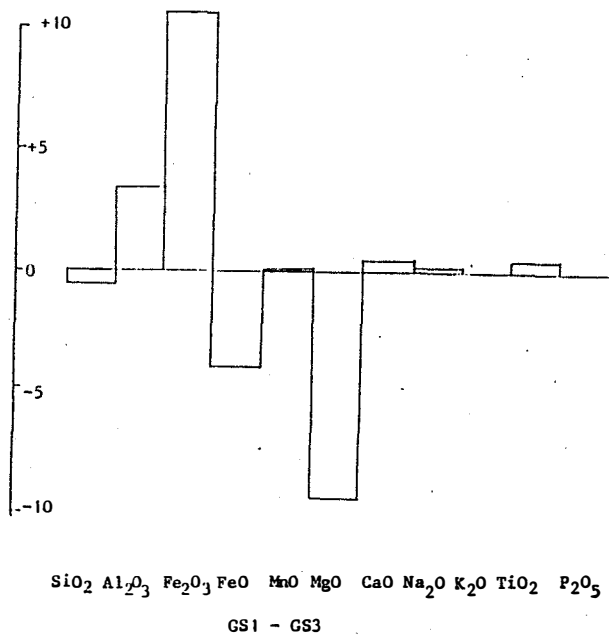
Ce travail a porté sur les échantillons GS1 et GS3.

GS1 et GS3 sont prélevés sur une même roche : la roche verte massive à serpentine. GS3 est une roche prélevée dans une tranchée proche de la surface, elle est tellement altérée qu'elle est pulvérulente et se désagrège à la main. C'est une roche riche en serpentine, talc, chlorite et carbonates.

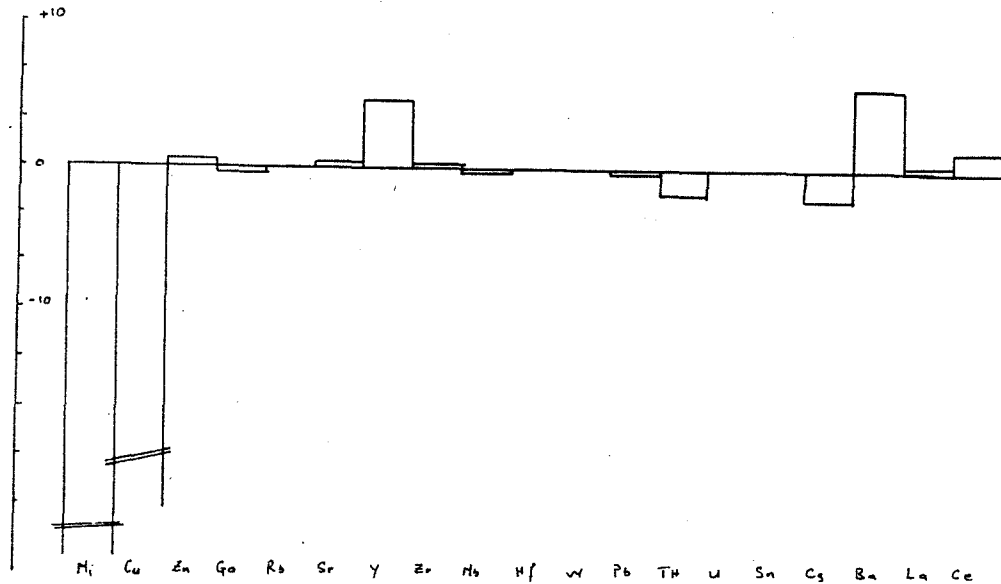
L'étude montre (Fig.73,74) qu'entre GS1 et GS3 il y a eu

#### - pour les éléments majeurs :

gain de  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  et perte de FeO et MgO



**Fig. 73 :** Le comportement des éléments chimiques des roches vertes pendant l'altération météorique.  
Ech. GS1 (frais) et GS3 (altéré), voir Fig.26 et tabl.15.



**Fig. 74 :** variation des éléments en trace dans les roches vertes pendant l'altération météorique. Ech. GS1 et GS3 (fig.26 et tabl.15).

$K_2O$  peut être négligé car il est en dessous du seuil de détection.

Compte tenu de l'échelle adoptée sur la figure, tout le reste des éléments majeurs, et surtout  $P_2O_5$ , ne semble pas avoir bougé. Mais en fait, ils ont tous eu un apport ou une perte de l'ordre de 50 %.

A la lumière de cette étude, nous remarquons que Ti et surtout P ont le même comportement : ils sont immobiles pendant l'altération.

- Nous notons pour les traces (fig. 74) :

un gain en Zn, Sn, Y, Zr, Ba, La et Ce

une perte en Ni, Cu, Ga, Rb, Nb, Pb, Th et Cs.

La mobilité de Zr, de Nb et de Ga est négligeable.

b) Etude de la mobilité des éléments pendant le métamorphisme régional

Pour cette étude, nous avons comparé la composition chimique de deux échantillons d'amphibolite BG1 et L123. Le premier est prélevé sur la bordure foliée de l'affleurement et l'autre dans la partie massive et non foliée.

Nous considérons que la partie massive est la moins transformée. Mais il n'est pas établi que la roche était parfaitement homogène avant la transformation.

Les lieux de prélèvements sont distants de 150 m (Fig.26 et tableau 15).

Pour les majeurs, La figure 75 nous montre un fort apport en alumine et un fort départ de  $SiO_2$  et de  $MgO$ .

$TiO_2$ ,  $P_2O_5$  et  $MnO$  restent sensiblement inchangés.

La faible teneur en alcalins ne nous autorise pas à juger de leur mobilité.

- Pour les traces nous notons (fig. 76 et tableau 15) :

un gain en Cu, Sr, Y, Zr, Ba, Pb

une perte en Ni, Zn, Ga, Rb, Nb. Les pertes en Ga, Nb étant négligeables, nous considérons qu'ils n'ont pas bougé.

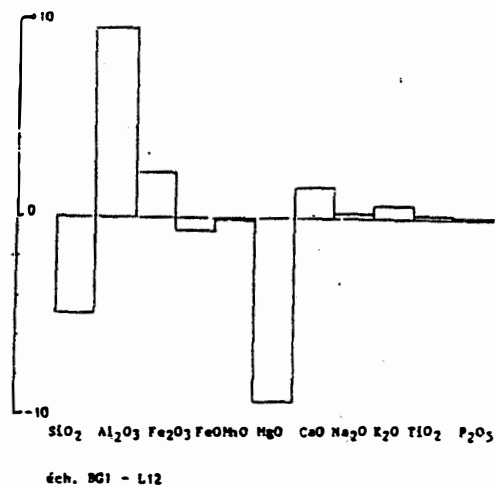


Fig. 75 : variation des éléments chimiques pendant le métamorphisme des roches vertes. (fig.26 et tabl.15)

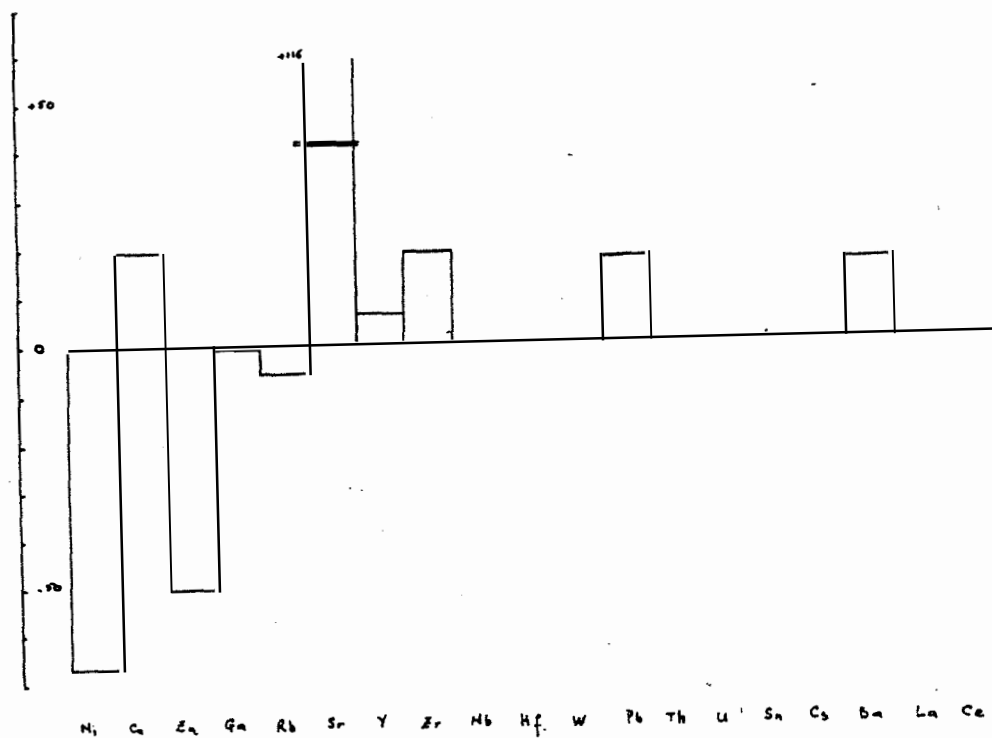


Fig. 76 : variation des éléments en trace pendant le métamorphisme dans les roches vertes. Ech. BG1 - L12 (fig.26 et tabl.15)

### c) Les altérations hydrothermales

Divers auteurs ont étudié le comportement des éléments pendant l'altération ou le métamorphisme : JR. CANN (1969, 1970), HATTORI et al (1972), HERMANN et al (1974), FLOYD P.A (1975), M. FONTEILLES (1976), CONDIE K.C (1976), CONDIE K.C. et al (1977), HELLMANN P.L. et al (1979), MUECKE GK et al, B. CABANIS (1986) pour ne citer que ceux-là.

#### 1) Altération dans la zone minéralisée :

Nous avons comparé pour l'étude de cette altération la composition des roches GS10 et BG1. L'échantillon GS10 est prélevé aux épontes d'un filon de quartz minéralisé orienté NS. Il est affecté d'une altération qui le colore en vert tendre.

BG2 est un faciès folié prélevé au Sud de la carrière. La comparaison entre les compositions de ces roches n'a été faite qu'à titre indicatif.

D'après le diagramme (fig. 77 et tableau 15), les majeurs présentent un gain de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et une perte de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{MnO}$  semblent restés inchangés.

Mais en fait,  $\text{P}_2\text{O}_5$  a eu un apport d'environ 6 fois sa valeur initiale alors que  $\text{MnO}$  a perdu 50 % de sa valeur.

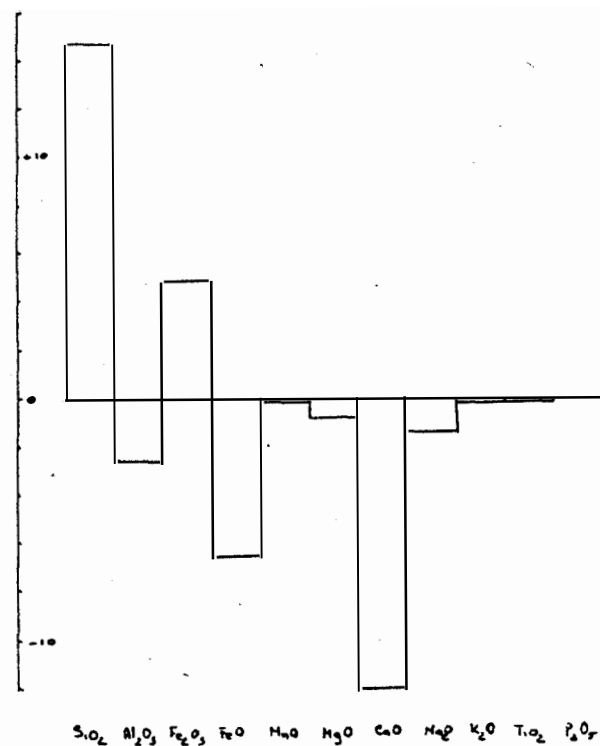
Pour les traces (fig. 78, tableau 15), nous notons un important gain en Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, W, Ba et Ce. La perte notable observée est celle de Sr et Y ( 50 %).

#### 2) Les altérations non liées à la minéralisation :

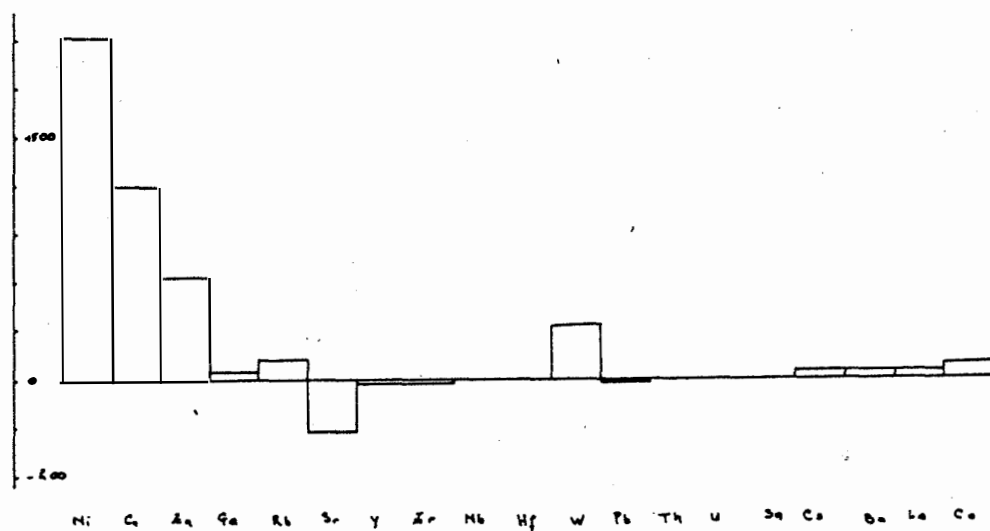
Une tentative d'étude de ces altérations n'a pas abouti car l'échantillonnage n'a pas été représentatif étant donné la grande hétérogénéité de la roche.

### d) Conclusion

Les études des différentes altérations et le métamorphisme ont montré que seul Nb est stable pendant l'altération météorique,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Nb et Ga sont stables pendant le métamorphisme et que le métamorphisme hydrothermal mobilise tous les éléments.



**Fig. 77** : variation de majeurs dans les roches vertes pendant l'altération hydrothermale. Ech. BG1,GS10 (fig. 26 et tabl. 15)



**Fig. 78** : variation des éléments en trace dans les roches vertes pendant l'altération hydrothermale (BG1, GS10) (fig.26 et tabl.15)



Nb est stable aussi bien pendant le métamorphisme que pendant l'altération hydrothermale.

Il est difficile voire impossible de tester séparément la mobilité des éléments pendant les différents phénomènes car ces derniers sont souvent superposés.

### **B/ Abondance des éléments, anomalies**

D'après les teneurs des majeurs, les roches peuvent être réparties en deux groupes (le choix de cette coupure reste arbitraire et ne reflète pas un caractère bimodal de la répartition des roches) :

1) Les roches pauvres en  $\text{SiO}_2$  (<45 %) qui correspondent aux roches à olivine serpentinisée. Elles sont pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et en CaO et les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  sont souvent en dessous du seuil de détection de la méthode. Elles sont riches en MgO (>20 % non corrigé de la perte au feu).

2) Les roches dont  $\text{SiO}_2$  varie entre 45 et 58,92 %. Ces roches sont réparties en deux groupes selon leur teneur en MgO non corrigée :

Celles dont MgO est compris entre 12 et 20 % et qui correspondent aux roches massives à pyroxène amphibolitisées et celles dont MgO est inférieur à 12 % qui correspondent aux roches foliées et à amphibole.

Dans ce dernier groupe se trouve également le gabbro du dyke du Sud (éch. F11, F12, fig. 42).

Les éléments en trace (tableau 15) montrent que :

1) La teneur en La est au dessous du seuil de détection (7,5 ppm) sauf pour les roches massives.

2) Hf, Th, U, Sn, W sont en dessous du seuil de détection (respectivement en ppm: 3,0 ; 4,5 ; 4,5 ; 3,0 ; 3,0)).

3) Rb et Cs sont en dessous du seuil de détection (respectivement en ppm: 1,5 ; 5,0).

4) Ni, Cu et Zn ont une teneur très élevée, surtout pour les roches massives à olivine serpentinisée. Les quelques très fortes teneurs en Ni (0,2 à 2,2 %) pourraient traduire la présence d'une minéralisation sulfurée (pentlandite), non identifiable par suite de la complète altération de la roche.

Le gabbro-quartzique a une teneur en Zr élevée (112-118 ppm) par rapport au fond géochimique observé dans les roches de la région (60 ppm en moyenne).

### C/ Géochimie du magmatisme

#### 1) Caractères généraux

Nous pensons nécessaire d'étudier l'évolution chimique des éléments en plus de l'étude précédente de la mobilité. Nous utiliserons pour cela l'indice de solidification (S.I) de KUNO (1968).

Ce diagramme de KUNO a l'avantage de nous montrer, en plus du comportement des éléments, le caractère évolué ou non de la roche. Ainsi, les roches dont l'indice de solidification est supérieur à 45 sont des cumulats ayant une forte teneur en minéraux ferro-magnésiens.

Cet indice de solidification est calculé de la manière suivante :

$$S.I. = \frac{Mg}{MgO + FeO + Na_2O + K_2O} \times 100$$

La figure 79 a-g montre qu'il y a une meilleure corrélation avec MgO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

On voit qu'au fur et à mesure de la solidification, c'est à dire quand S.I décroît, la teneur en MgO du magma décroît, ceci s'explique par la participation de Mg à la cristallisation des minéraux ferro-magnésiens.

L'alumine et le phosphore ont un comportement contraire.

La teneur en titane croît régulièrement au cours de la cristallisation jusqu'à S.I = 30, puis elle décroît brutalement,

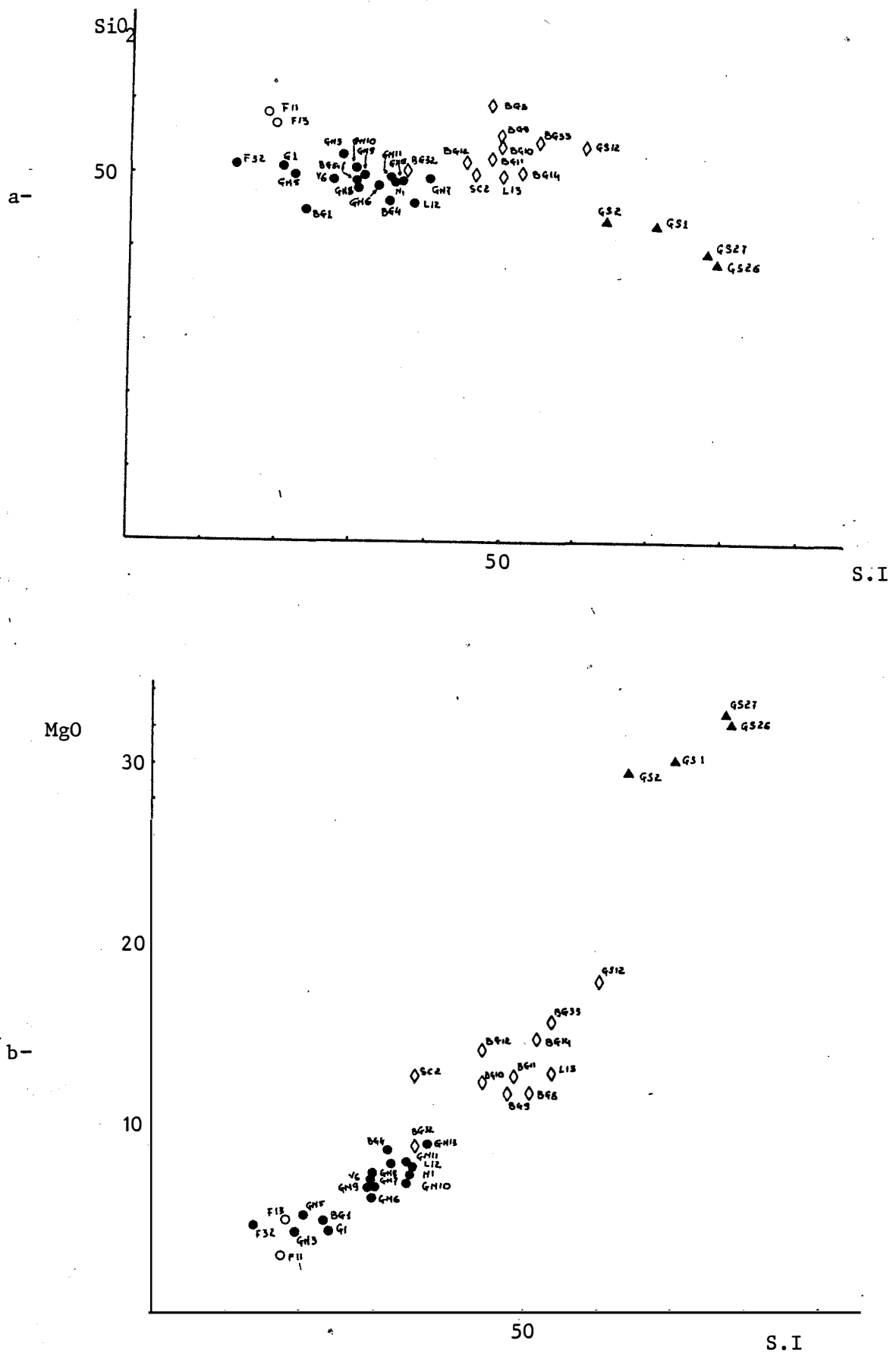
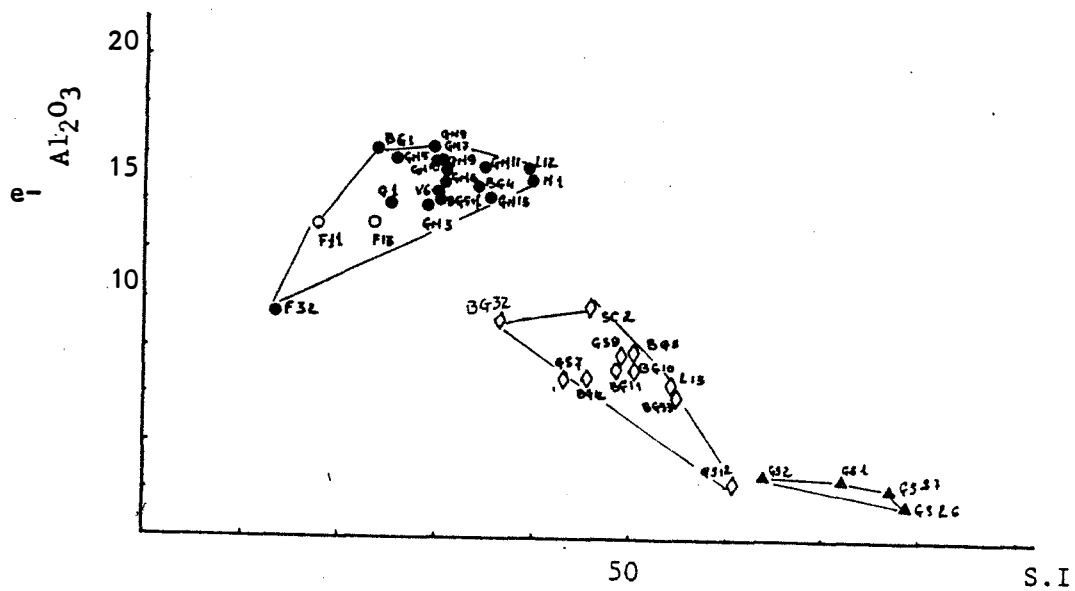
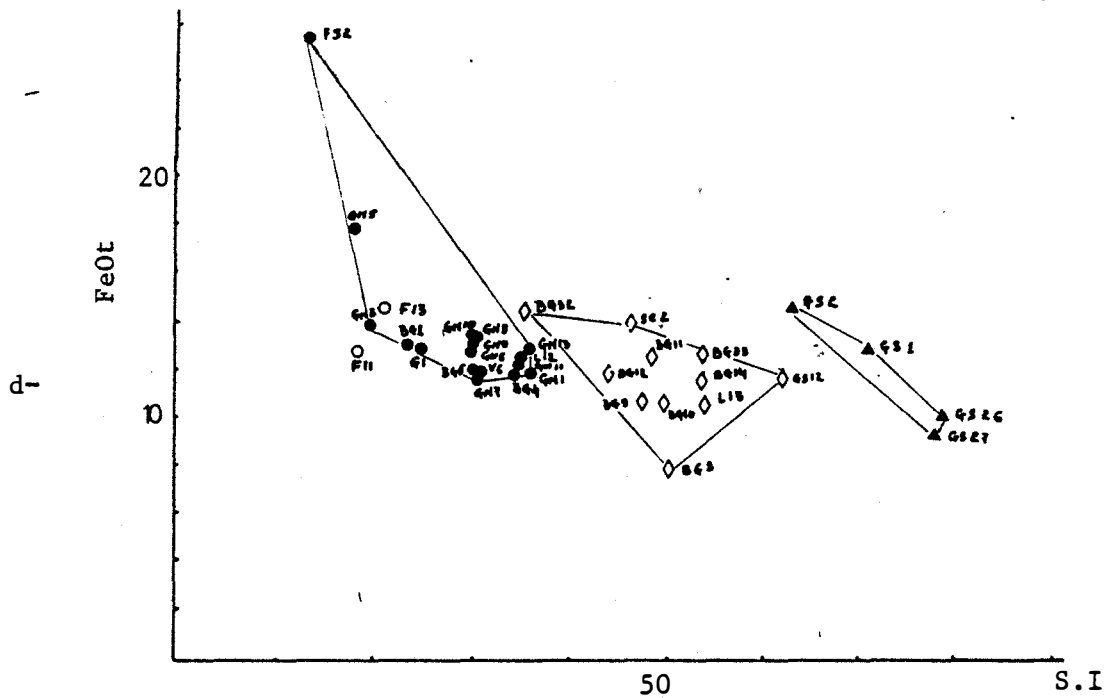
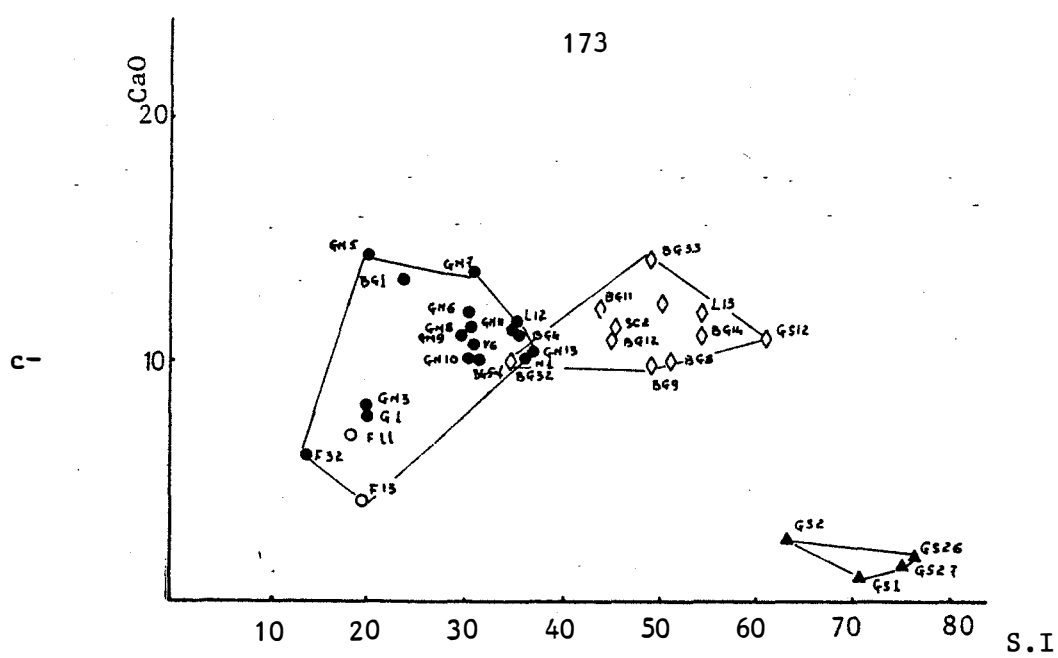
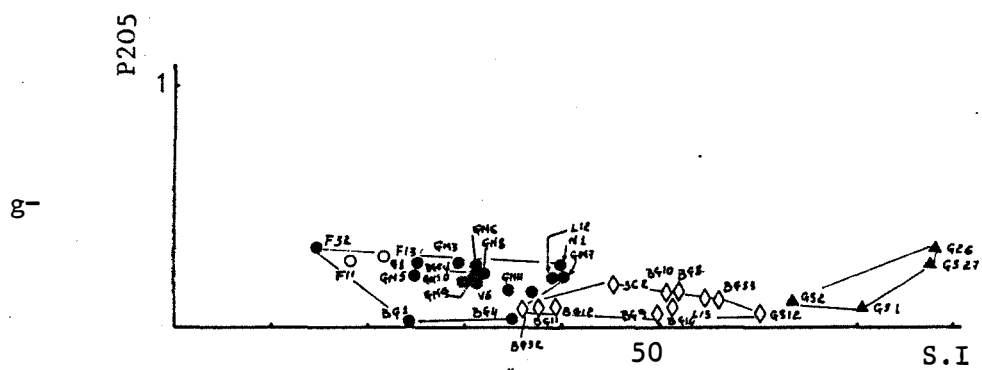
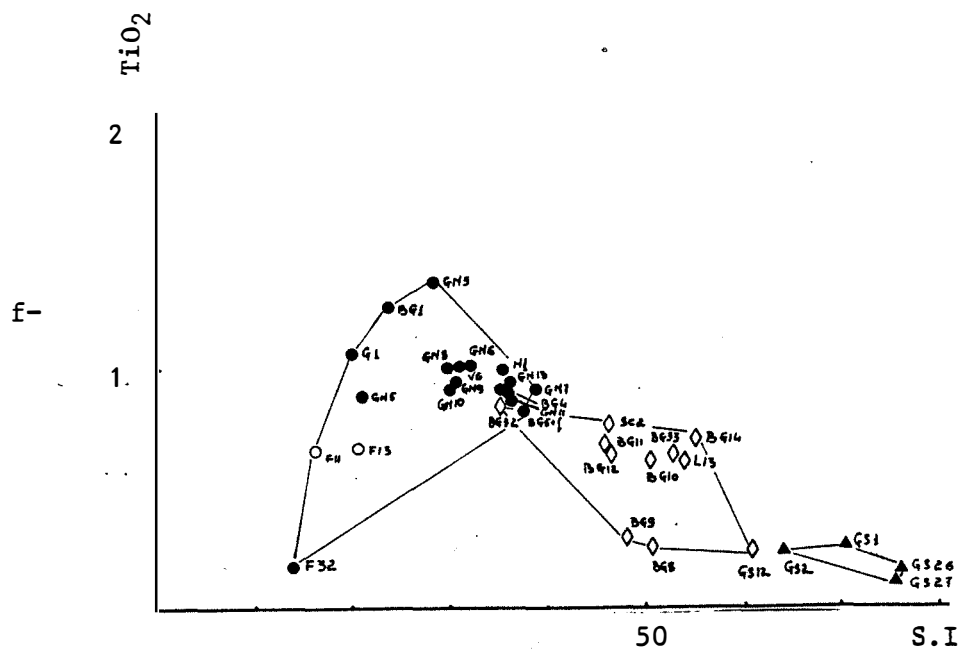


Fig. 79 : L'étude du comportement du magma parent des roches vertes pendant la différenciation d'après le diagramme S.I. - Oxydes de KUNO (1968) où S.I. : indice de solidification. Son calcul est rapporté dans le texte.

- ▲ roches vertes massives à olivine serpentinisée
- ◇ roches vertes massives à pyroxène amphibolitisée
- roches vertes orientées à pyroxène amphibolitisée
- gabbro quartzique.





ce qui correspondrait à la cristallisation des minéraux titanifères. Mais un examen attentif montre trois familles de roches :

- la première très pauvre en Ti qui correspond aux roches vertes massives à olivine serpentinisée.

- la seconde plus enrichies en Ti. C'est l'amphibolite commune avec du fantôme de pyroxène.

- la troisième population à laquelle appartient le gabbro du dyke au Sud de la région étudiée est moins riche en Ti et montre une diminution assez brutale de cet élément. Ceci peut s'expliquer par une précipitation rapide de minéraux titanifères.

Si on enlève cette dernière famille en raison de son absence de lien cartographique et lithologique avec les autres roches étudiées, on est en droit de considérer que  $TiO_2$  a une bonne corrélation positive avec S.I. comme  $Al_2O_3$  et  $P_2O_5$ .

Le fer et la chaux n'ont aucune corrélation avec S.I.

La variation des teneurs en  $SiO_2$  en fonction de S.I. est relativement faible.

Une distribution continue, sans hiatus des roches sur le diagramme de Mc QUEEN (1981) permet de conclure à leur cogénéisme. Sur le diagramme (fig. 80), les roches de BOGOIN présentent ces caractères, à l'exception de celles prélevées dans la zone fracturée et minéralisée (GS1, 2, 3, 7, 12, 26, 27).

Le parallélisme des spectres des éléments en trace permet également de définir le cogénéisme des roches (fig. 81).

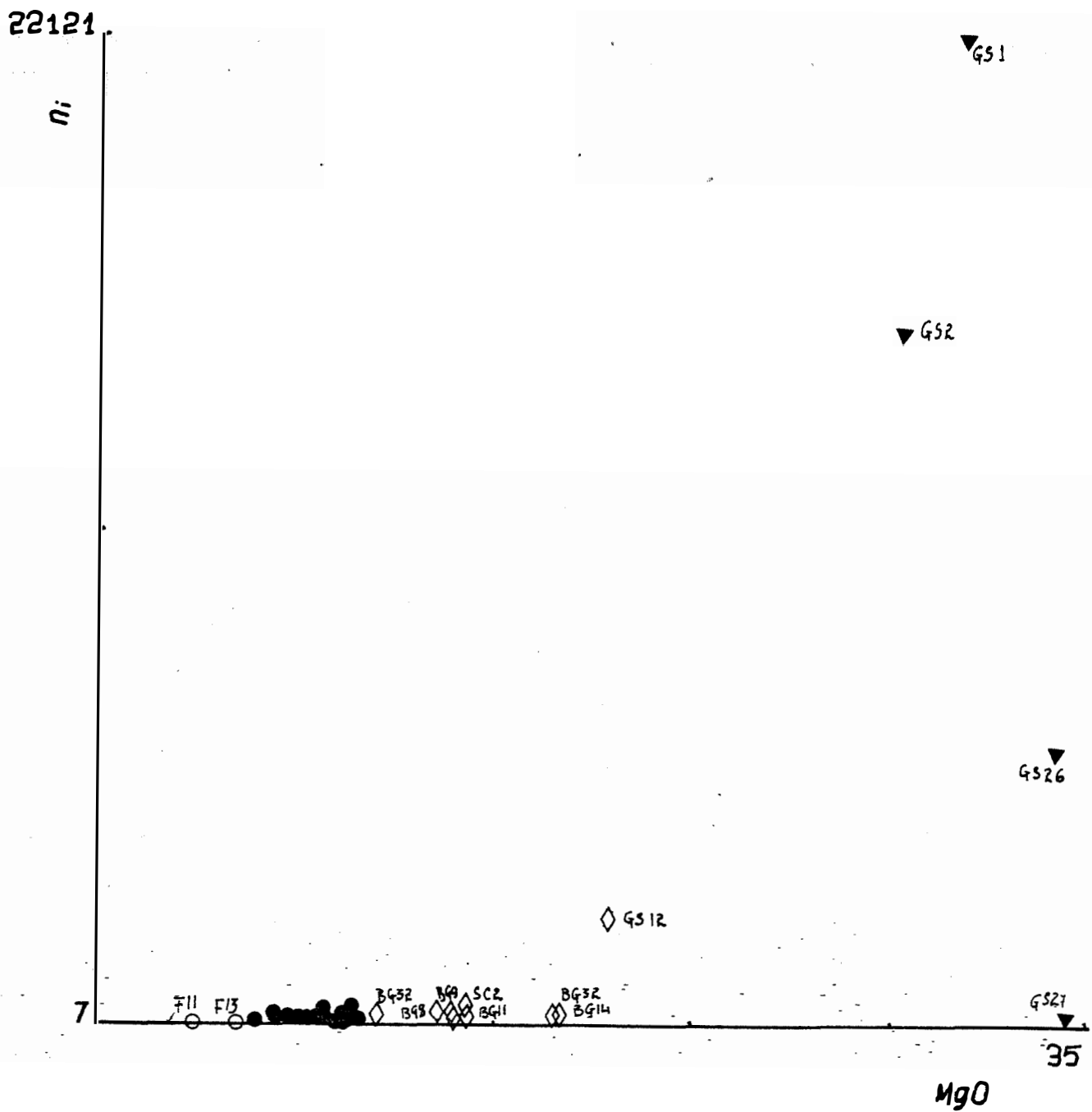
Nous notons également un enrichissement progressif de ces éléments des roches les moins évoluées de la série aux roches les plus évoluées. Le gabbro quartzique est le faciès le plus enrichi. Il ne se distingue pas particulièrement de l'ensemble de la série des roches vertes dont il pourrait représenter le terme le plus évolué.

## 2) Différenciation magmatique

Une méthode de caractérisation du processus de différenciation magmatique est fondée sur le comportement des éléments hygro-magmaphiles (Th, Ta, La etc.) et des éléments de transition (Fe, Ni, Co, Cr, Sc etc.) (TREUIL et JORON, 1975, 1979 ; JORON et al, 1983).

**Fig. 80** : Répartition des roches vertes dans le diagramme Ni-MgO de McQUEEN (1981).

Commentaire dans le texte.



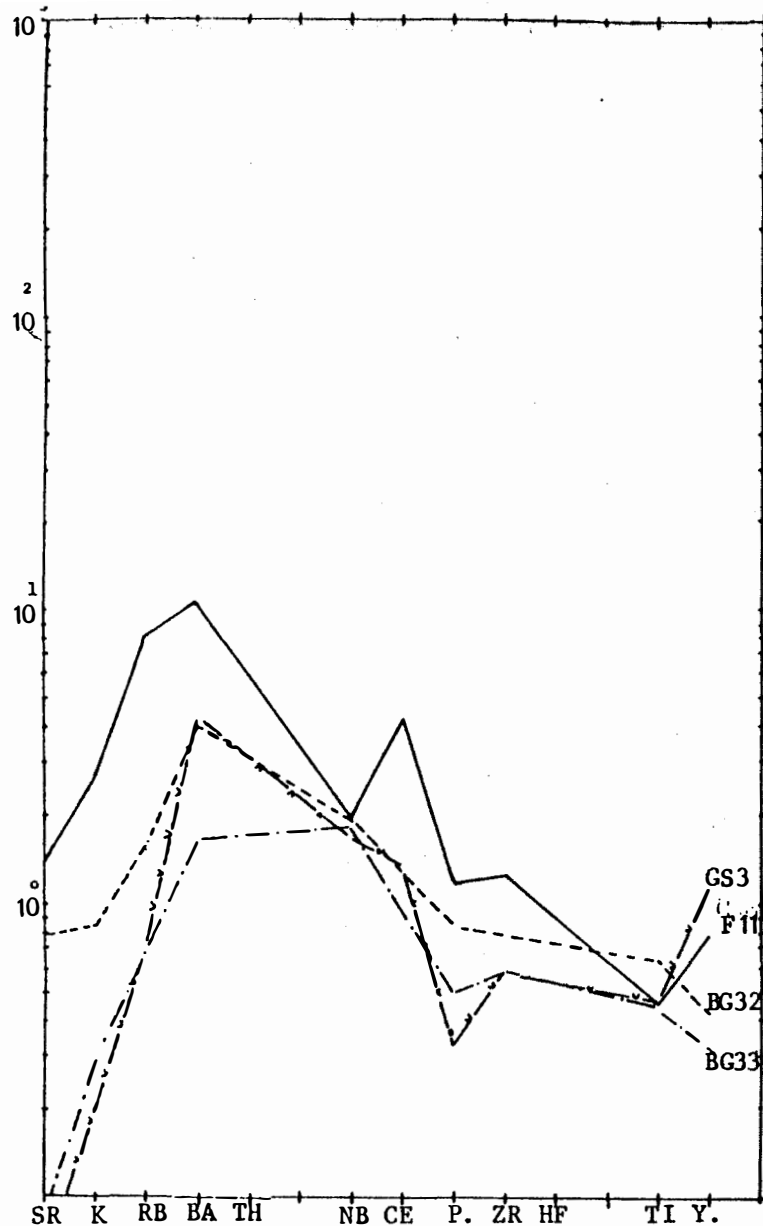


Fig. 81 :

: spectres des éléments en trace normalisés au HORB, roches vertes  
(Pearce J.A., 1982)

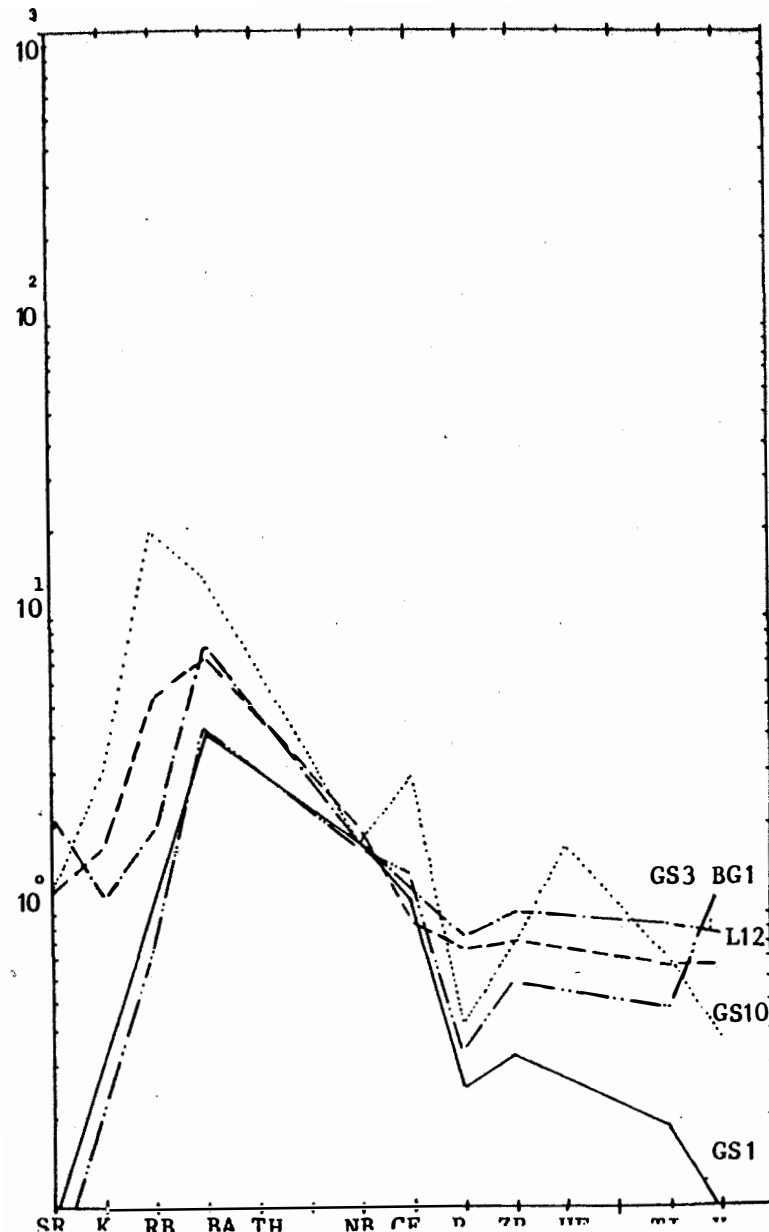
a- GS3- roches vertes massives à olivine  
serpentinisée et pulvérulente

BG33- roche verte massive à pyroxène  
amphibolitisé

BG32- Roche verte litée " " "

F11- gabbro quartzique

Noter l'anomalie positive de F11 en Ce



b- GS1- roche massive à olivine serpentinisée

GS3- roche à olivine serpentinisée et pulvérulente

L12- roche peu litée à pyroxène amphibolitisé

BG1- roche très litée à pyroxène amphibolitisé

GS10- éponte des filons de quartz minéralisé

Noter l'anomalie positive importante surtout en Ce et Hf dans GS10. GS10 est aussi plus riche en RB. Les roches à olivine serpentinisée sont très pauvres en Sr, P, Zr, Hf, Ti. GS3, transformation de GS1 est plus riche que cette dernière en P, Zr, Hf, Ti et surtout Y.



Les principaux processus de différenciation sont : la cristallisation fractionnée et la fusion partielle.

La cristallisation fractionnée se traduit par des variations importantes et rapides des éléments de transition (surtout Ni et Cr) qui décroissent dès le début de la différenciation car ils entrent dans la composition des minéraux cumulatifs. Corrélativement, les éléments hygromagmaphiles s'enrichissent fortement dans le liquide.

Dans un diagramme log-log entre un élément de transition et un élément hygromagmaphile, on obtient une droite représentant une corrélation linéaire négative.

Elle se traduit aussi par des droites passant par l'origine dans le cas du report de la concentration de chaque élément hygromagmaphile.

La fusion partielle est caractérisée par de faibles variations des concentrations des éléments de transition dans les liquides primaires issus de divers taux de fusion. Ces variations contrastent avec celles très importantes de concentrations des éléments hygromagmaphiles.

Les valeurs des éléments hygromagmaphiles couramment utilisés (Th, Ta, La, Hf) sont souvent en dessous du seuil de détection de la méthode, nous avons étudié la corrélation entre Y et un élément de transition et celle entre Y et Zr.

Nous allons tester ces critères d'identification sur les roches de BOGOIN. Les éléments de transition décroissent fortement quand la teneur en élément hygromagmaphile augmente (diagramme Y-MgO, fig. 88a). En diagramme log-log, cette variation présente une corrélation linéaire négative (fig. 82b). Zr utilisé comme élément moins hygromagmaphile que Y croît quand ce dernier élément croît, et cette variation est représentée par une droite qui passe par l'origine (fig. 82c).

Les diagrammes obtenus correspondent aux critères d'identification du processus de cristallisation fractionnée.

### 3) Identification des lignées magmatiques

Le diagramme de JENSEN (1976) (fig. 83) montre que les roches vertes de BOGOIN se répartissent dans les domaines des komatiites basaltiques et des tholéiites riches en fer.



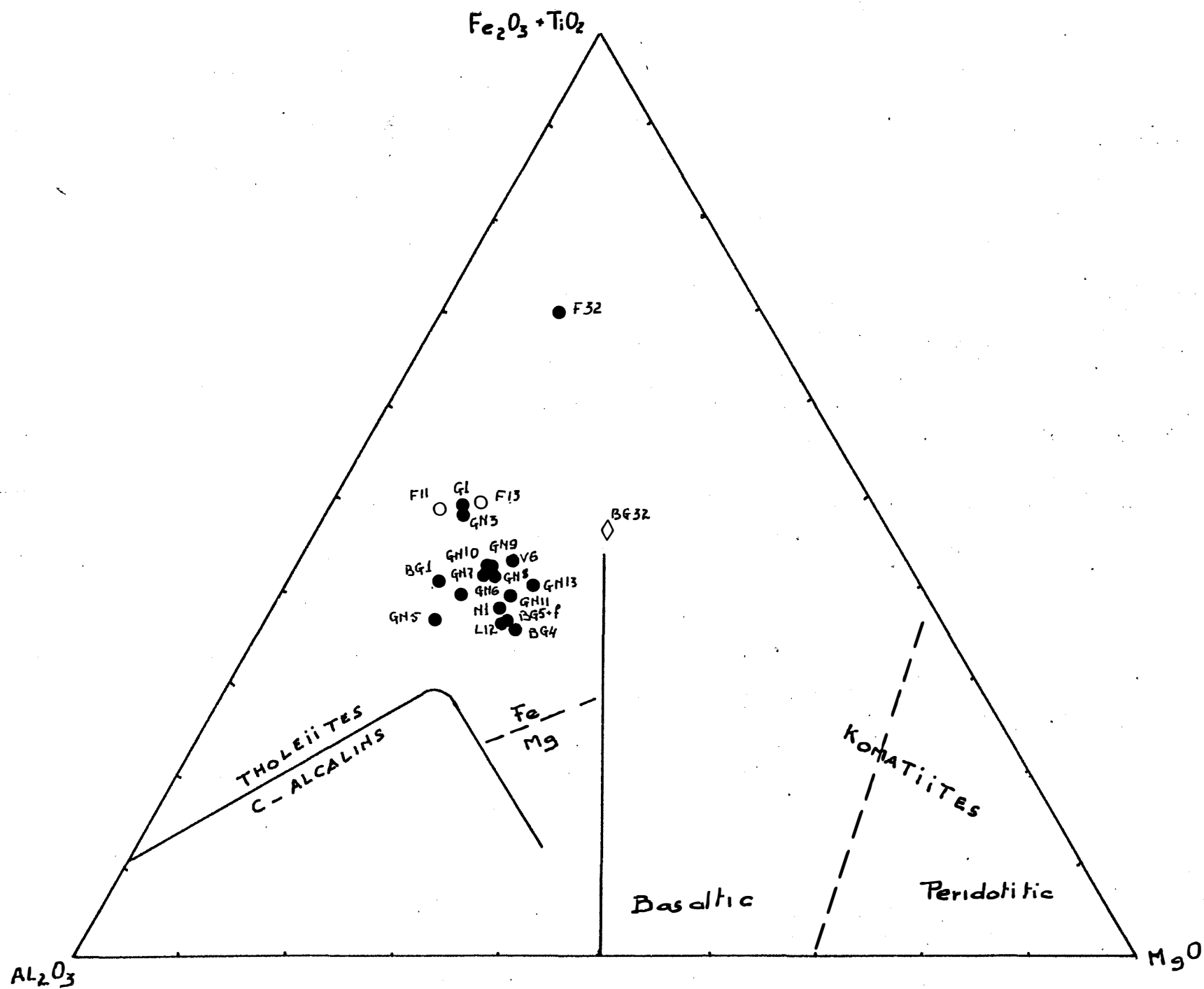


Fig. 83 : Identification des lignées de roches vertes d'après le diagramme de JENSEN (1976). Légende voir fig. 79.

Le diagramme A.F.M. (fig. 84) montre que les roches sont réparties à la fois dans le champ des tholéiites et dans celui des roches calco-alkalines.

Dans le diagramme de M. FONTEILLES (1976), les roches sont regroupées au début de la courbe représentant les liquides tholéitiques (fig. 85). Ces roches qui, dans le diagramme de KUNO (fig. 79) ont S.I. inférieur à 45 sont soit des liquides vrais très peu évolués soit des liquides tholéitiques plus évolués avec une faible fraction de cumulat total.

Sur le diagramme de WINCHESTER et FLOYD (1976) (fig. 86), les roches vertes de BOGOIN se placent dans le domaine des tholéiites.

Sur les trois derniers diagrammes (fig. 84 à 86) et sur le diagramme de KUNO (fig. 79) le gabbro quartzique (F11, F12) ne se distingue pas particulièrement de l'ensemble. Il est riche en Fe, en alumine et pauvre en magnésie.

Sur les diagrammes triangulaires, la roche verte échantillonnée à l'Ouest de la "Montagne de fer" (F32) se distinguent nettement de l'ensemble par sa très grande richesse en Fe et sa pauvreté en MgO. Il s'agit d'une seule analyse sur un échantillon présentant une minéralogie particulière (abondance de grenat résultant vraisemblablement d'un mélange de caractère tectonique). On ne peut donc en conclure que les roches vertes de l'Ouest présentent une lignée différente.

Dans le diagramme  $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{+3} + \text{Mg}/\text{Al}/\text{Ca}$  en poids atomiques (fig. 87), les roches massives à serpentine qui sont, par ailleurs, particulièrement riches en Ni (10-20 000 ppm ; voir tableau 15) apparaissent comme exclusivement ferro-magnésiennes. Ces roches sont des métacumulats à olivine.

Les roches vertes massives à amphiboles, qui dans le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  (fig. 85) se placent entre les métacumulats à olivine et les liquides tholéitiques, se placent, sur la figure 87, dans un domaine situé à mi-chemin entre le domaine de composition des augites et celui de ces tholéiites.

Par conséquent, ces roches pourraient être considérées comme des mélanges de liquide plus cumulats pyroxéniques dont la fraction cumulat pourrait atteindre ou dépasser 50 %.

Ces roches comme les précédents métacumulats, ont un rapport  $\text{Ca}/\text{Al}_2\text{O}_3$  généralement supérieur à 1 et leur teneur en  $\text{MgO}$  (non corrigé) est supérieure à 20 % pour les cumulats à olivine et supérieure à 9 % pour les cumulats pyroxéniques.

Il s'agirait là de critères typiques des komatiites si ces roches étaient des liquides.

En effet, d'après la définition des roches komatiitiques donnée par N.T. ARNDT et E.Q. NISBET (1982), il s'agirait de roches volcaniques ultramafiques ou plus spécialement de laves ou des roches volcanoclastiques avec une teneur de  $\text{MgO}$  corrigé  $>18\%$ . Ces roches sont reconnues d'après leurs caractères minéralogiques ou chimiques indiquant des compositions ultramafiques, d'après leurs textures ou structures qui montrent leur origine extrusive. Les komatiites constituent une suite magmatique.

Il est, en outre, improbable que la fraction liquide des roches représentant les cumulats pyroxéniques plus liquides présentent des caractères komatiitiques ; ces roches tombent dans le domaine des tholéiites (fig. 86).

Les échantillons que l'on peut considérer comme représentatifs de liquides ou d'un mélange liquide-cumulats pyroxéniques se placent dans le domaine des tholéiites sur le diagramme de WINCHESTER et FLOYD (fig.86).

Du point de vue de la texture, les roches vertes sont massives ; sur le secteur étudié, nous n'y avons pas observé de textures magmatiques (laves cousinées, textures spiniflex etc.).

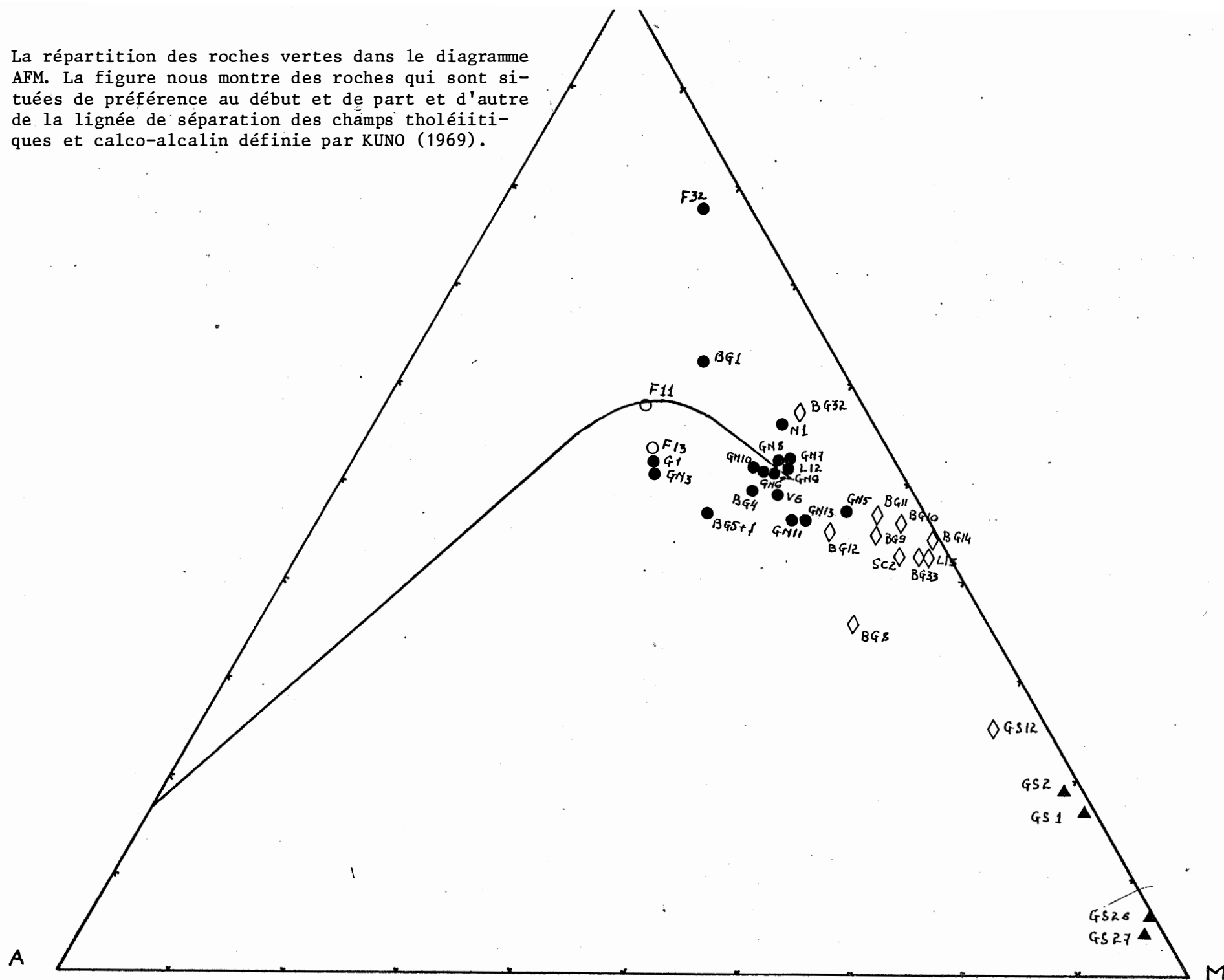
La teneur en  $\text{MgO}$  (non corrigé) dans les roches à olivine serpentinisée est supérieure à 20 %.

La pétrographie et la géochimie montrent donc que les roches magnésiennes étudiées ne sont pas d'origine volcanique extrusive. Elles s'apparentent aux cumulats de la ligne tholéiitique.

#### 4) Les sites géotectoniques

La définition des sites géotectoniques nécessite l'utilisation d'éléments fortement hygromagmaphiles (Th) (WOOD et al, 1979). Pour des raisons déjà évoquées, nous ne disposons pas de cet élément.

Fig. 84 : La répartition des roches vertes dans le diagramme AFM. La figure nous montre des roches qui sont situées de préférence au début et de part et d'autre de la lignée de séparation des champs tholéiitiques et calco-alcalin définie par KUNO (1969).





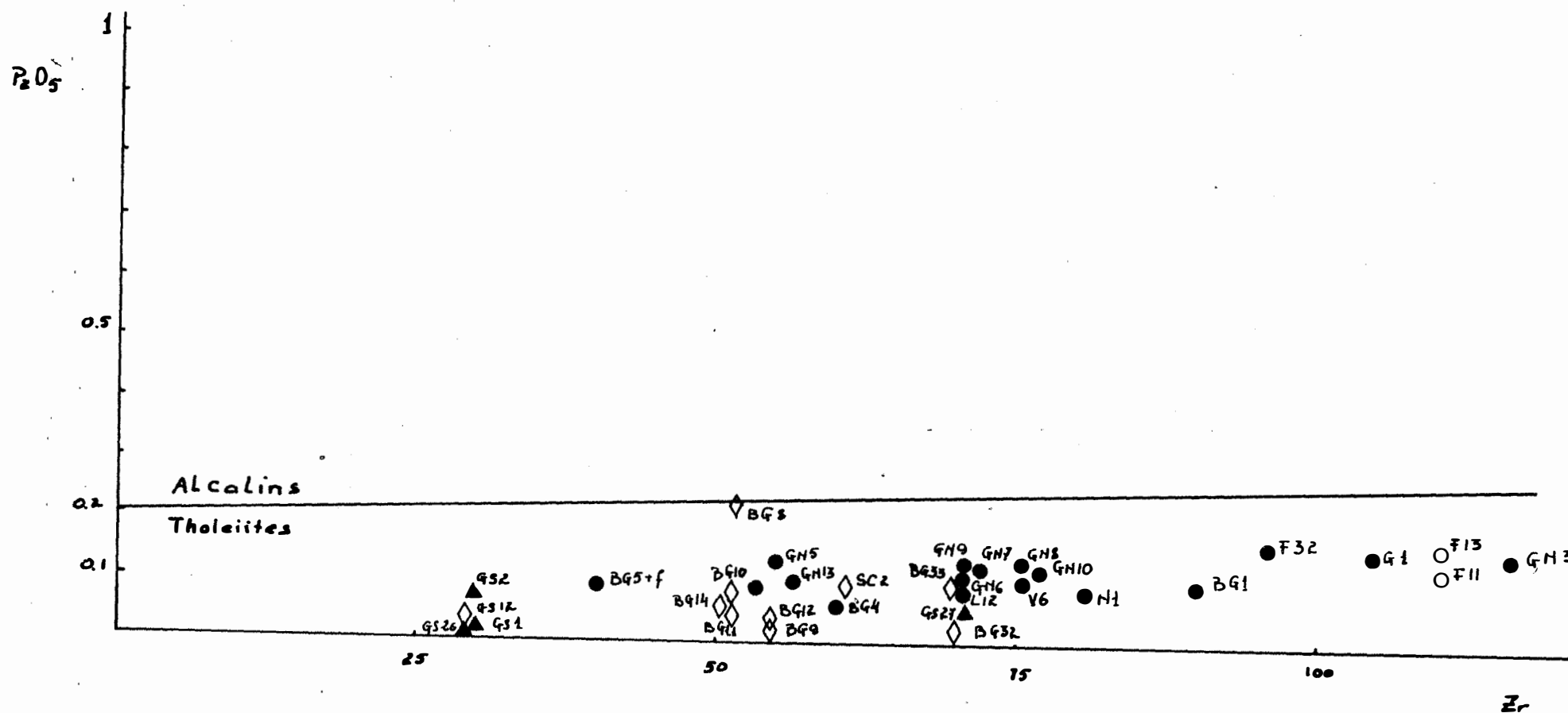


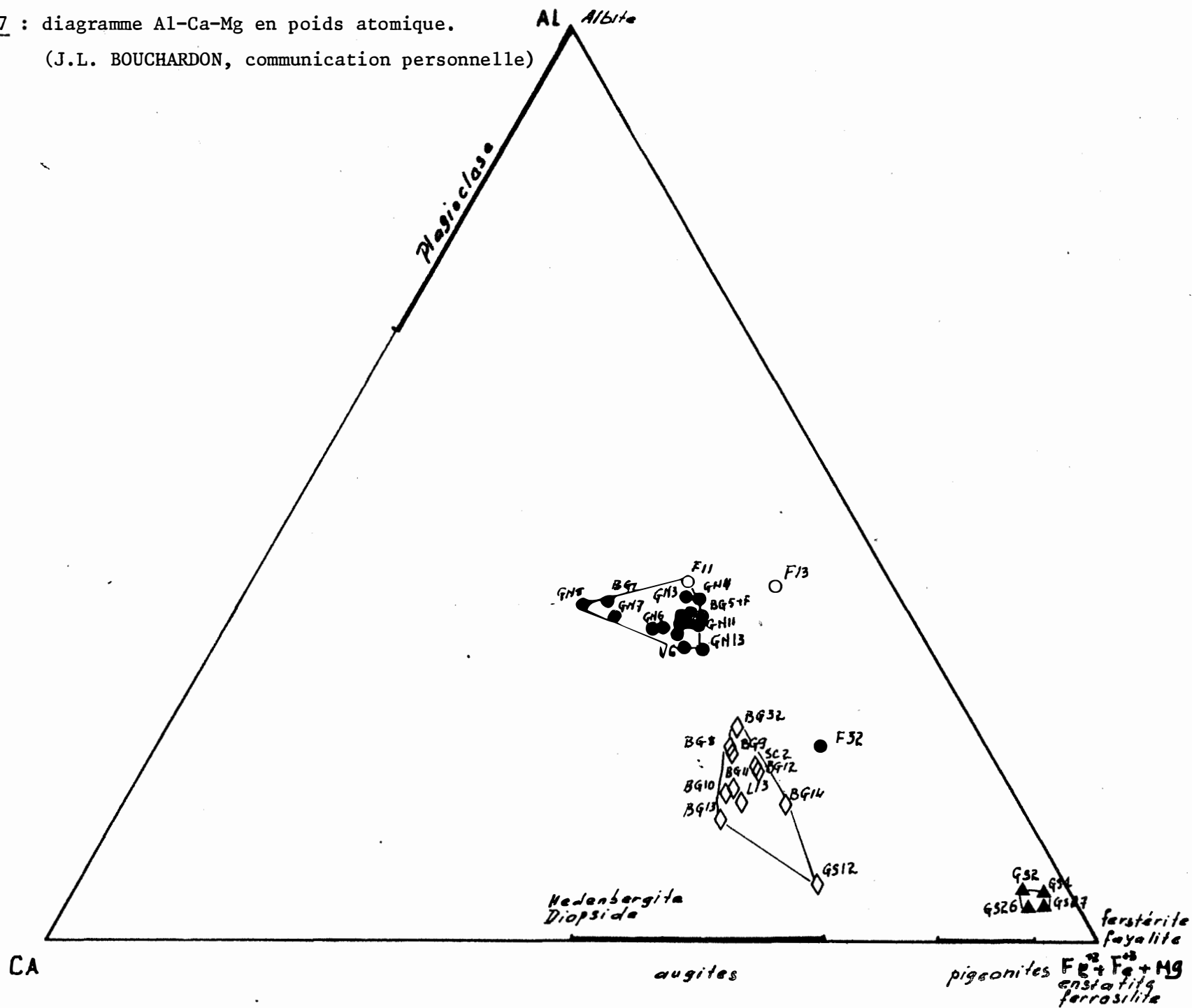
Fig. 86 : Diagramme de  $P_2O_5$  (%) - Zr (ppm) de WINCHESTER et FLOYD (1976).

Les roches tombent dans le domaine des tholéiites.



Fig. 87 : diagramme Al-Ca-Mg en poids atomique.

(J.L. BOUCHARDON, communication personnelle)



C'est pourquoi nous avons tenté d'utiliser, et sans succès, les diagrammes  $\text{TiO}_2 - \text{MnO} \times 10 - \text{P}_2\text{O}_5$  de MULLEN (1983),  $\log(\text{Ti}) - \log(\text{Zr})$  de PEARCE et al (1981) et  $\frac{\text{Nb}}{\text{Zr}} \frac{\text{Y}}{\text{P}_2\text{O}_5 \times 10^4}$  de FLOYD et WINCHESTER (1975).

Les roches sont réparties d'une façon anarchique dans le divers champs.

Sur les diagrammes  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 \times 5 - \text{MgO}$  de BEBIEN et al (1980) (fig. 87), les roches sont réparties dans le domaine orogénique alors que sur le diagramme  $\frac{\text{Ti}}{100} - \text{Zr} - \text{Y} \times 3$  de PEARCE et CANN

(1973) (fig. 89), ces mêmes roches sont concentrées en majorité dans le champ des MORB.

Ces diagrammes contradictoires montrent que nous nous trouvons devant l'impossibilité de définir les sites géotectoniques des roches de BOGOIN avec l'échantillonnage que nous avons effectué et compte tenu des éléments dosés.

Dans le diagramme  $\text{Ti}/100 - \text{Y}_3 - \text{Zr}$  (fig. 88) les roches représentant le mélange évolué liquide tholéiitique plus cumulat sont réparties dans la zone des basaltes des fonds océaniques.

Dans le diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{Ti}_2\text{O}_5$  (fig. 89) où seul  $\text{TiO}_2$  est hygromagmaphile, ce mélange se retrouve dans le domaine des zones orogéniques ; ce qui est contradictoire avec le diagramme précédent. Cette contradiction s'explique sans doute par le fait que  $\text{TiO}_2$  restant concentré dans le liquide s'enrichit pendant la différenciation. A cause des phases cumulatives qui se trouvent mélangé au liquide, les points sont déplacés vers les éléments non hygromagmaphiles (pôles  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ ), c'est à dire vers les champs des zones orogéniques.

Le diagramme fig. 88 paraissant mieux indiquer le site géotectonique, nous retiendrons l'hypothèse de la zone des basaltes des fonds océaniques.

##### 5) Comparaison de la chimie des roches avec celle des amphiboles

La composition chimique des roches contrôle largement la composition chimique des amphiboles (fig. 90).

Fig. 88 : (voir commentaire dans le texte)

OFB - basaltes de planchers océaniques

WPB - basaltes intraplaques

CAB - basaltes calco-alcalins

LKT - tholéiites d'arc

PEARCE et CANN (1973)

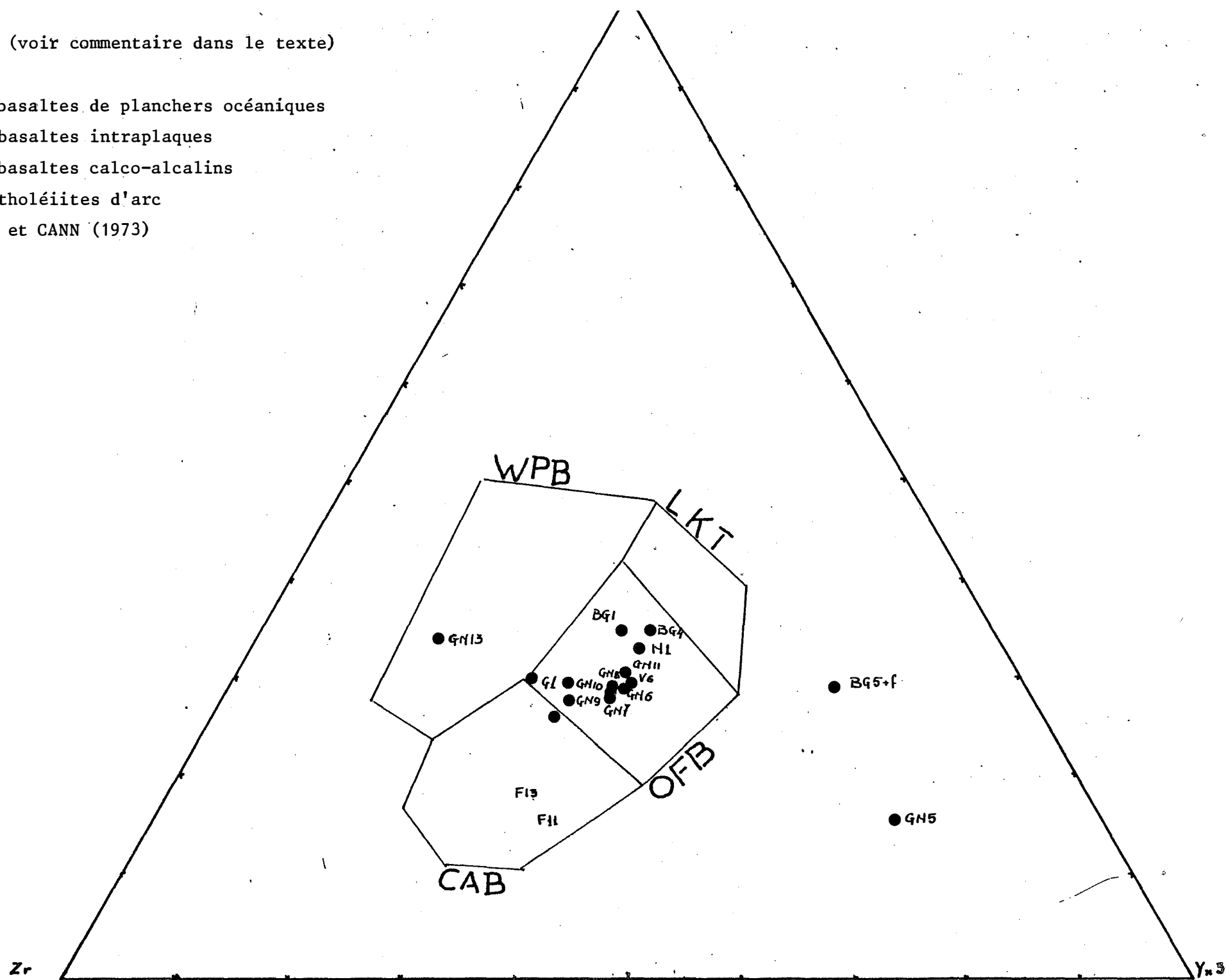
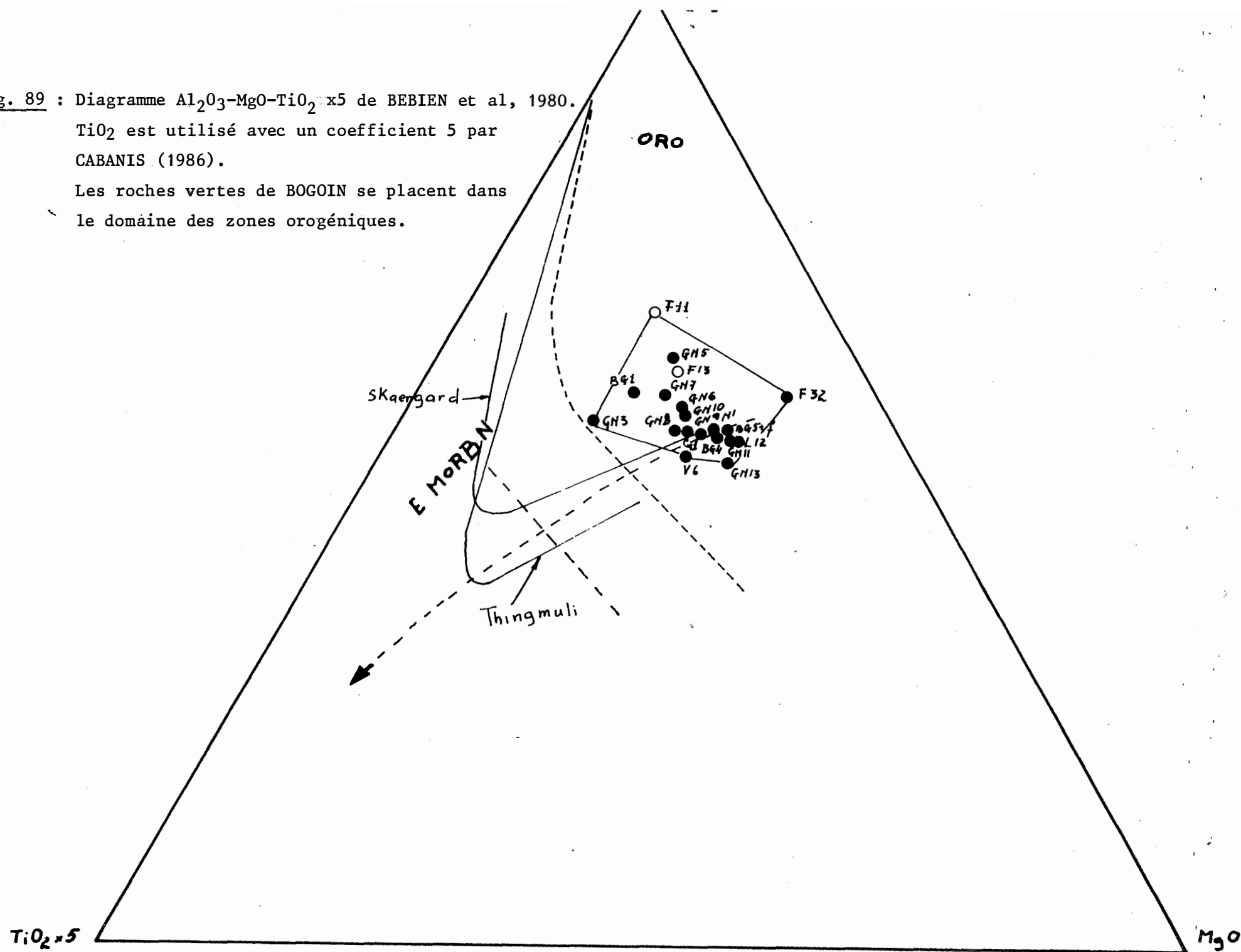


Fig. 89 : Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-TiO}_2 \times 5$  de BEBIEN et al, 1980.

$\text{TiO}_2$  est utilisé avec un coefficient 5 par CABANIS (1986).

Les roches vertes de BOGOIN se placent dans le domaine des zones orogéniques.



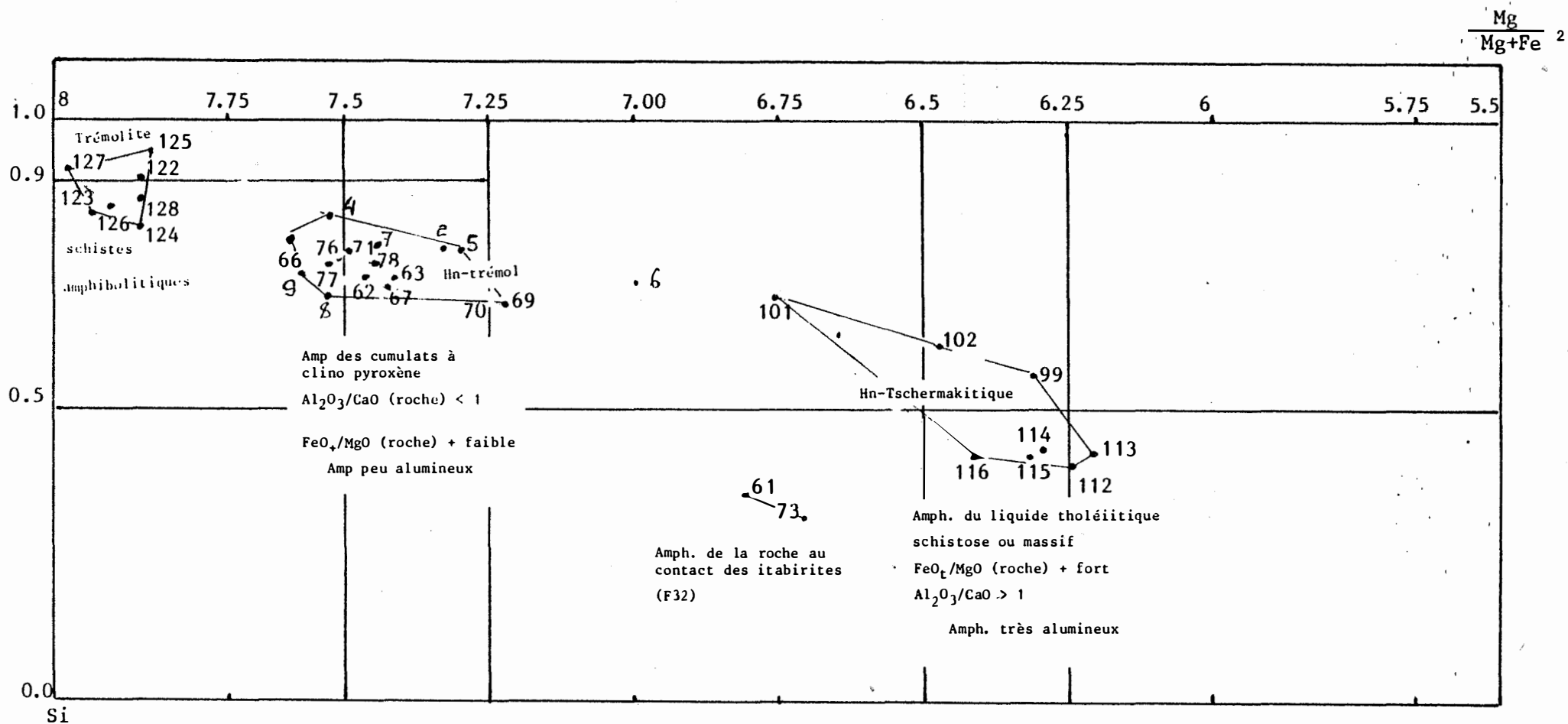


Fig.90 : répartition des amphiboles de la roche verte dans le diagramme de E. LEAKE (1978).

On note une évolution décroissante du rapport  $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^2}$  en fonction de Si des cumulats aux schistes qui sont en partie supérieure de la formation. Il est important de noter que les amphiboles en inclusion ont toujours la même composition que celles qui les contiennent (voir fig. 71 et tableau ).

On constate en effet que les amphiboles des cumulats à clinopyroxéniques sont des hornblendes trémolitiques (la roche présente un rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} < 1$  et un rapport  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  relativement faible) alors que l'amphibole des faciès liquides tholéitiques plus cumulats totaux est une hornblende tschermakitique (la roche présente un rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$  et un rapport  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  plus fort que précédemment).

Les amphiboles des faciès orientés des zones de fracturation ont un caractère trémolitique très accusé.

## 6) Conclusion

D'après l'étude géochimique, nous pouvons dire que :

1) La série des roches vertes est une série qui a subi une faible différenciation. Le processus de différenciation est probablement la cristallisation fractionnée.

2) Ces roches sont de lignée tholéitique et sont caractérisées par leur richesse en fer.

3) Toutes les roches étudiées forment dans les diagrammes utilisés une suite sans hiatus, ce qui tend à montrer leur cogénétisme.

4) Les roches très magnésiennes rencontrées sont des cumulats de cette lignée tholéitique, n'ayant pas trouvé dans les roches étudiées des caractères indiquant une origine volcanique extrusive, nous pouvons dire que dans le secteur, nous n'avons pas rencontré de roches de lignée komatiitique.

5) L'échantillonnage et les éléments dosés ne nous ont pas permis de définir avec précision le site géotectonique des roches vertes. Nous avons observé une forte dispersion des roches dans les différents diagrammes, en particulier ceux de la définition des sites tectoniques.

Ceci est surtout la conséquence de la mobilité des éléments à l'exception de  $\text{Mn}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Mais nous retenons provisoirement l'hypothèse d'une appartenance à une zone de basaltes des fonds océaniques.

### III. LA FORMATION GRANITO-GNEISSIQUE

#### A/ Les éléments majeurs

Les analyses pour les éléments majeurs sur les échantillons du granito-gneiss qui ont été prises en compte sont celles qui ont été effectuées au Laboratoire de l'Ecole des Mines de SAINT-ETIENNE à la fluorescence X. Une petite quantité analysée par voie humide au Laboratoire de Pétrologie de PARIS VI a été réanalysée par souci d'homogénéité.

Nous avons éliminé les échantillons dont la composition magmatique apparaît fortement modifiée par des transformations tardives.

Les résultats des analyses sont reportés dans le tableau 16

Comme nous l'avons dit dans la partie lithostratigraphique, le granite a subi des transformations tardives (albitisation, microclinisation) et des phénomènes d'endomorphisme au contact des roches vertes. Nous tiendrons compte de ces transformations dans l'étude de la composition.

#### a) Variation des teneurs

##### SiO<sub>2</sub>

Les valeurs de SiO<sub>2</sub> varient entre :

69 % et 76 % pour la plupart,

58 % et 66 % pour les gneiss du contact avec les roches vertes.

##### Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

En ce qui concerne le teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, notons que toutes les roches étudiées sont peralumineuses.

$$\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1$$

Les teneurs varient entre 12,76 % et 17 % (fig. 91a).

##### Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Il varie entre 0,38 % et 6,88 %. Les teneurs les plus élevées se rencontrent dans la zone du contact NE, où le granite est en contact avec les amphibolites (fig. 91b).

MnO

MnO varie entre 0,01 % et 0,036 % (fig. 91c).

CaO

Pour la plupart de la formation CaO varie entre 1,28 et 1,98 % et pour la zone NE entre 0,47 et 5,89 %. Au contact des roches vertes : 3,31 - 5,89. Cette forte teneur est due à la proximité de ces dernières roches (fig. 91e).

Na<sub>2</sub>O

Pour la zone NE, Na<sub>2</sub>O varie entre 2,27 et 6,74 % (éch. E1-E7) et entre 2,27 et 3,59 % au contact des roches vertes (éch. E1-E4). Le reste de la formation a une teneur élevée : entre 3,88 et 5,81 %.

Les roches riches en Na<sub>2</sub>O sont surtout celles où l'albitisation est la plus développée (fig. 91f).

K<sub>2</sub>O

Les teneurs varient entre 0,09 et 3,35 % dans la zone du Nord-Est et entre 1,26 et 4,87 % pour le reste de la formation.

Les granites sont ainsi répartis dans les domaines des "séries normales en potassium" et "riches en potassium" du diagramme K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub> repris de MASON et al (1978) (fig. 91f). Dans ce même diagramme, les "séries riches en potassium" sont celles où la microclinisation est importante.

TiO<sub>2</sub>

La teneur est plus élevée dans la zone Nord-Est : entre 0,03 et 0,67 % et entre 0,069 et 0,21 % dans les autres régions à l'exception de F31 qui atteint 0,59. Notons qu'il est proche du contact avec les itabirites (fig. 91g).

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

Les teneurs les plus élevées se rencontrent aussi dans la zone NE où elles varient entre 0,1 et 0,33 %, alors que dans le reste de la formation elles varient entre 0,04 et 0,14 % (fig. 91h).

MgO

MgO varie entre 0,21 et 0,87 % pour la plupart de la formation et entre 0,07 et 5,06 % pour la zone du NE (fig. 89).

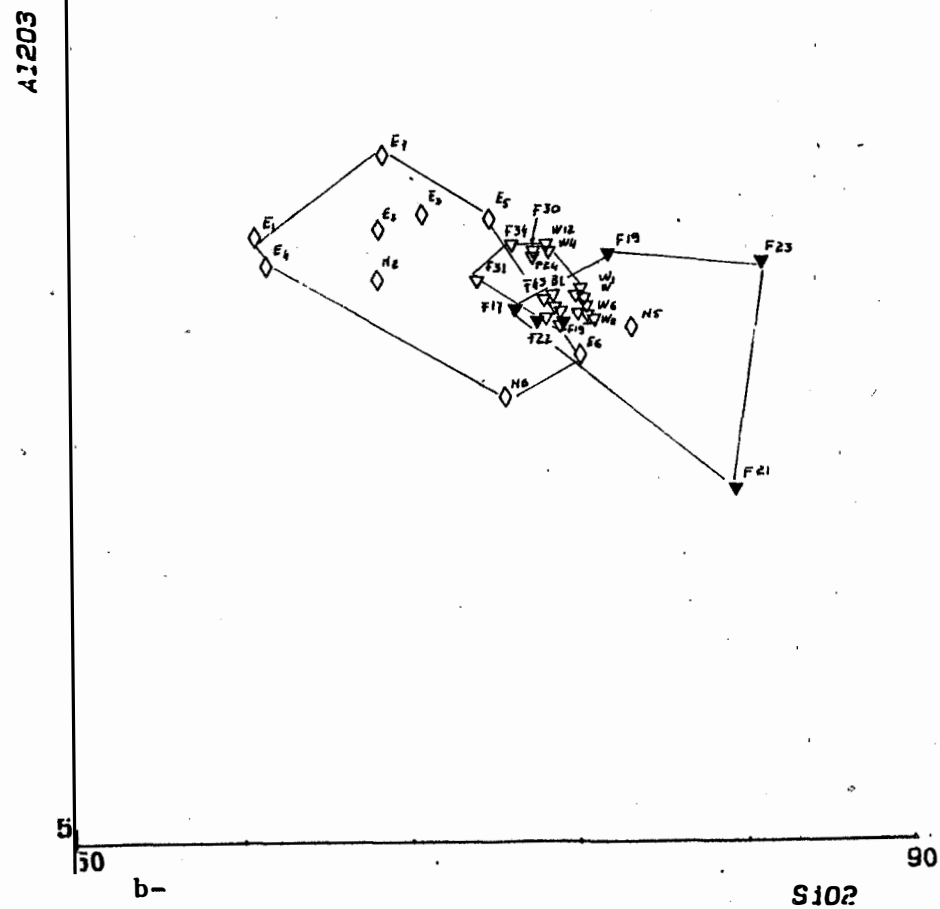
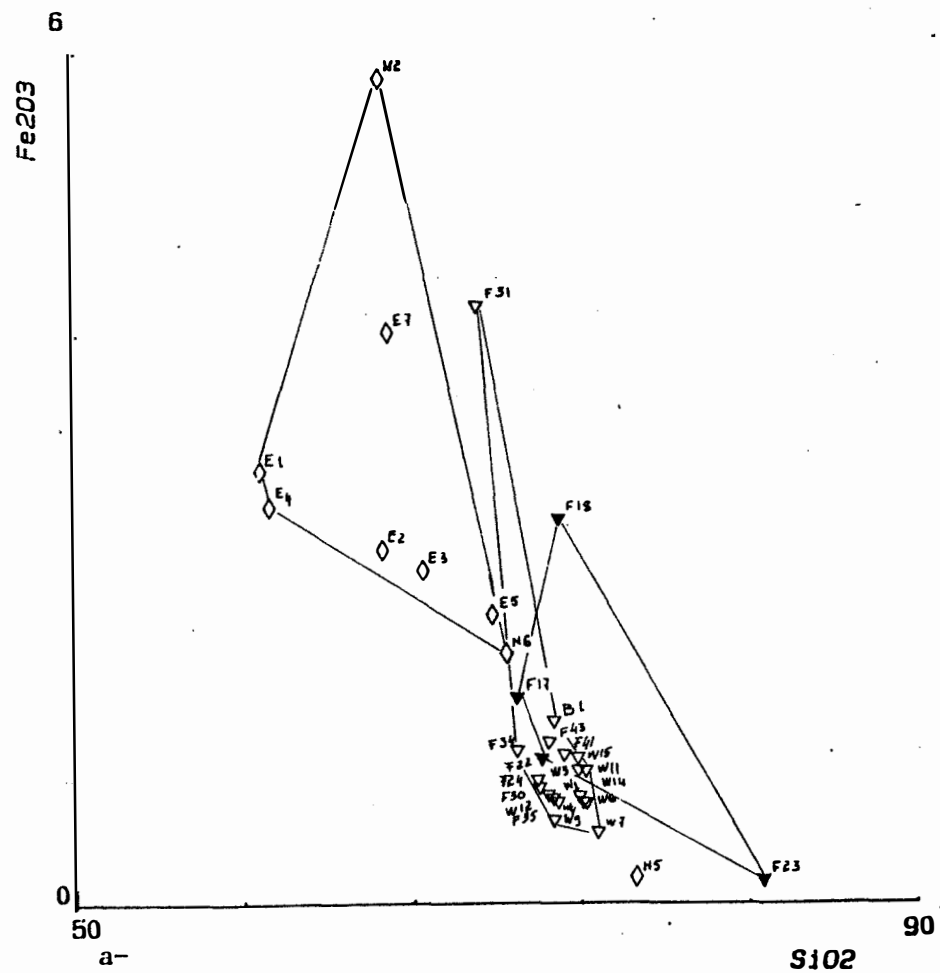


a, b, c, d, e, f, g, h, i.

▼ métarhyolitoïde

◇ granite du NE au contact des roches vertes

▽ autres granites (Ouest, NW, village)



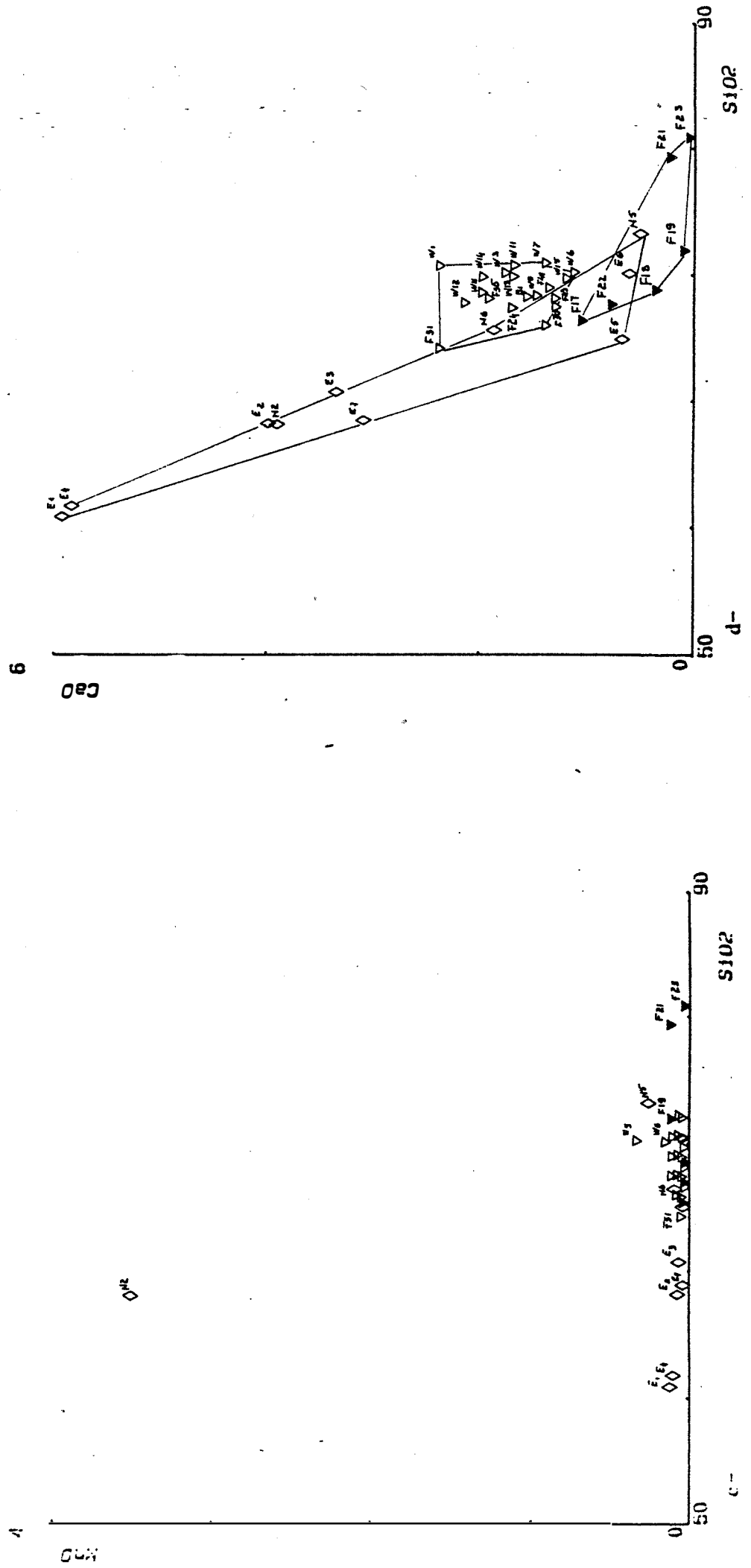


Fig. 91 (suite 1)

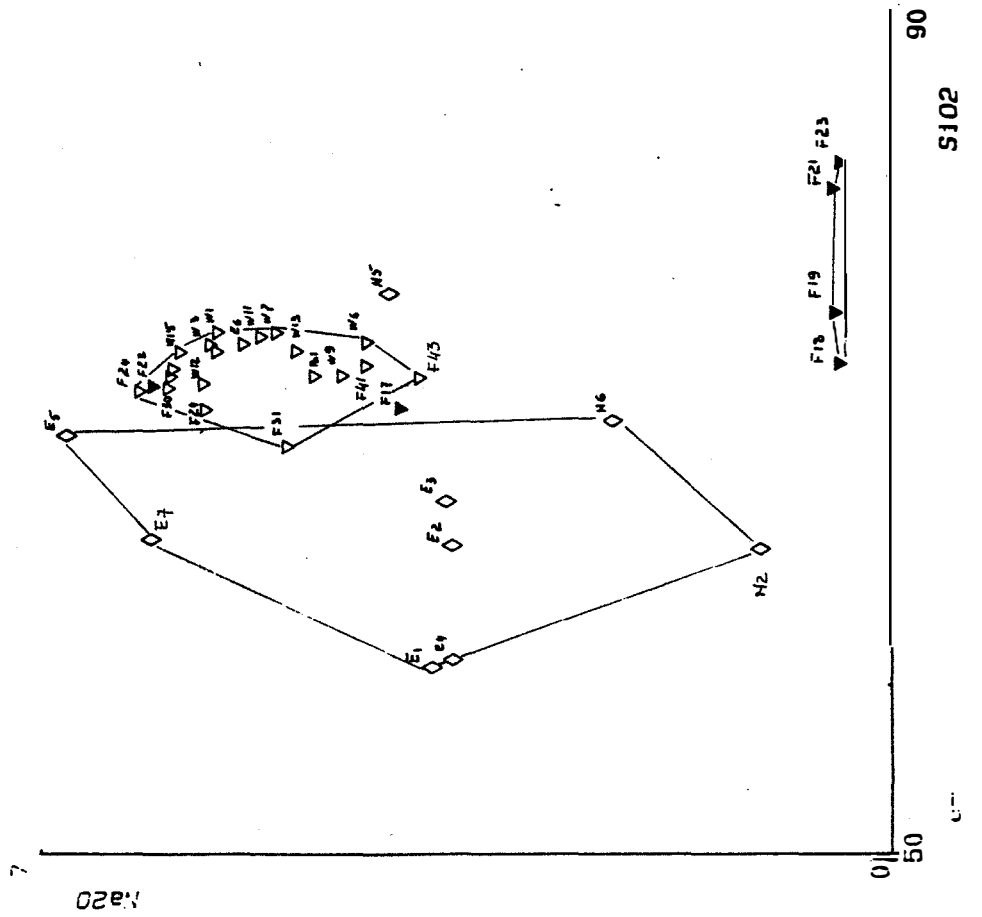
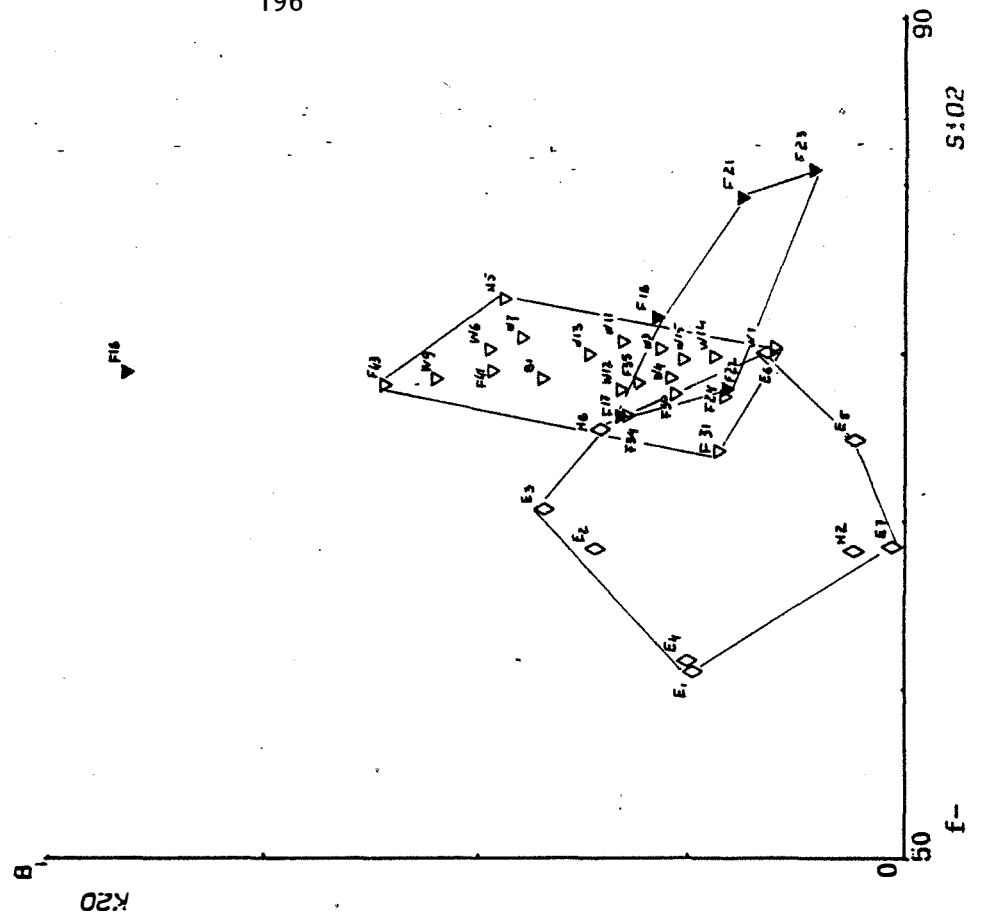


Fig. 91 (suite 2)

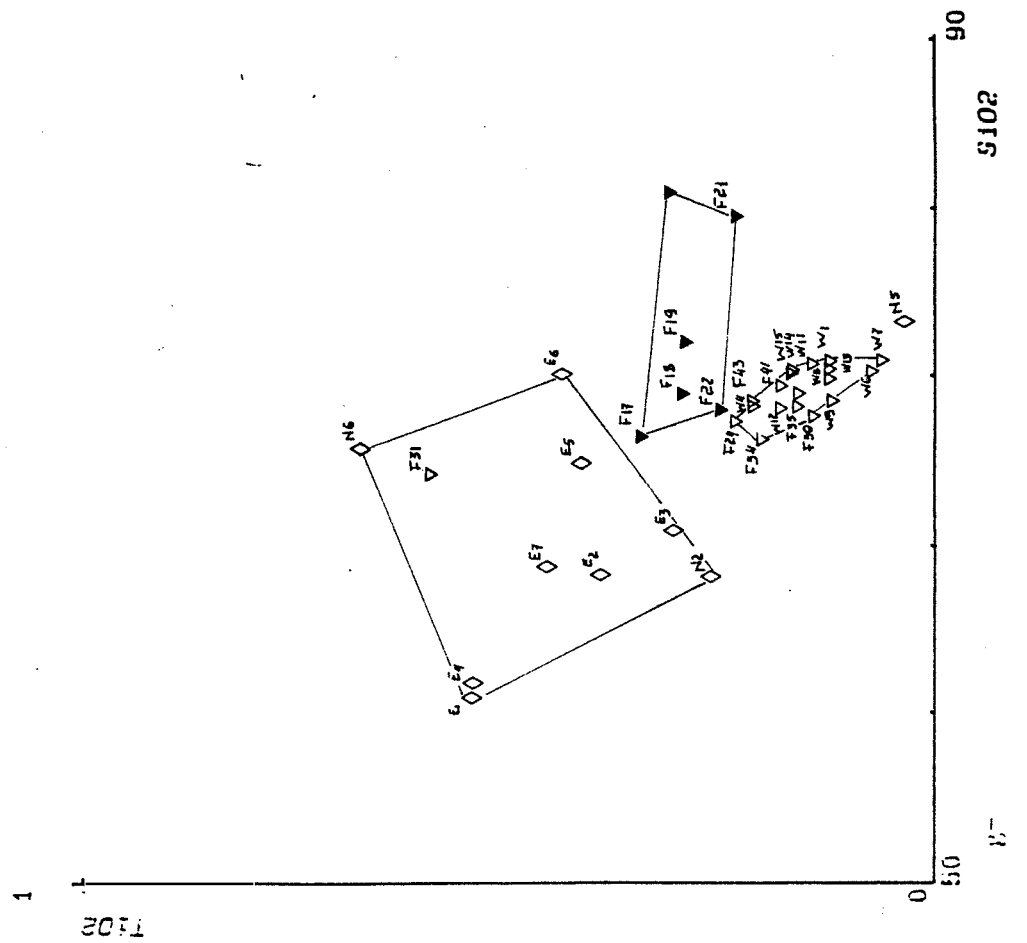
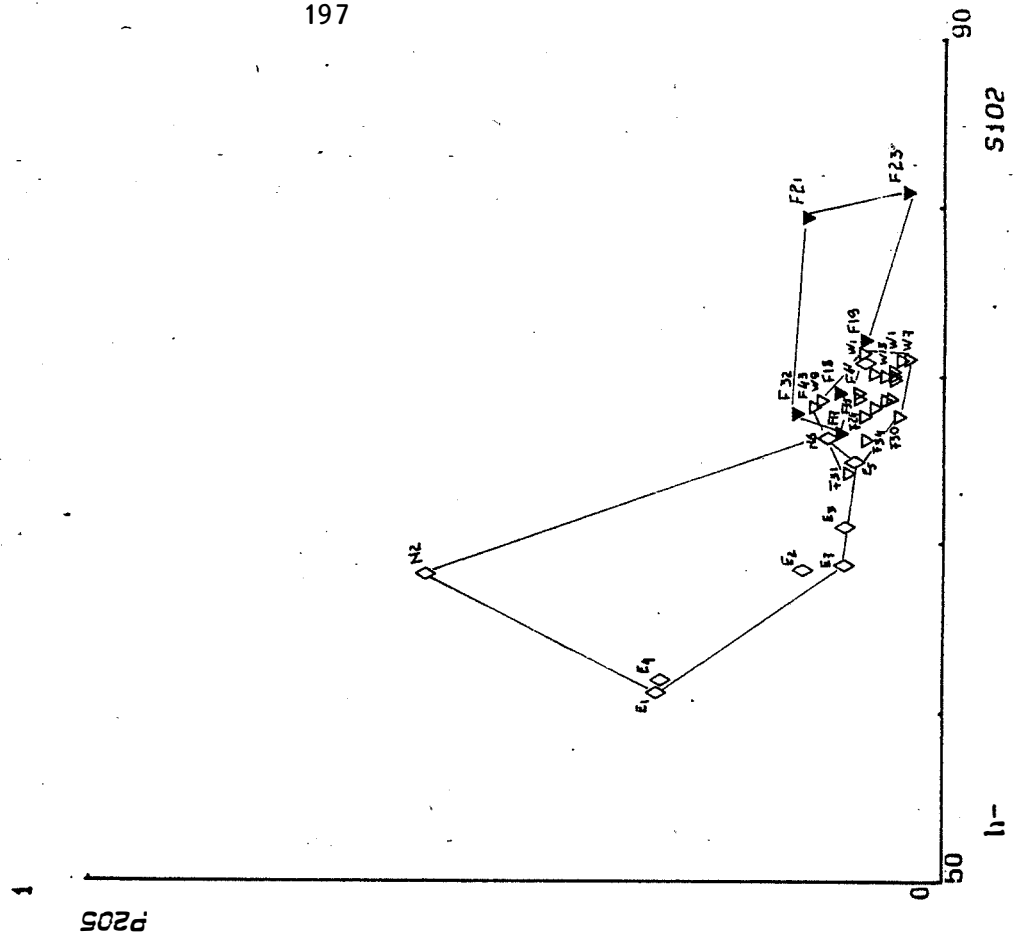


Fig. 91 (suite 3)

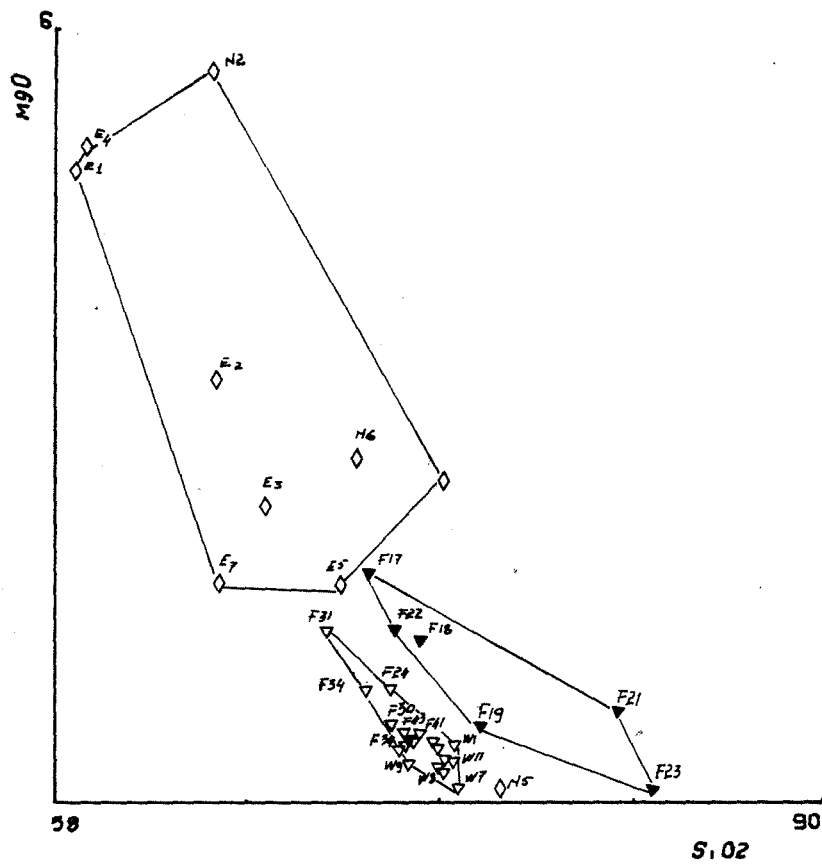


Fig. 91 (suite 4)

### b) Variation des valeurs normatives

Dans le diagramme triangulaire Q-Ab-Or (Fig. 92), nous avons rapporté les flèches indiquants les différentes évolutions post magmatiques possibles selon STEMPROK et KVOR (1974).

Les granites des diverses zones étudiées (voir chapitre sur la lithostratigraphie) sont décalés par rapport au domaine normal des granites. Pour la plupart, indifféremment, c'est le déplacement vers le pôle albite correspondant ainsi à l'albitisation des roches qui apparaît le mieux. Ceci confirme les résultats fournis par  $\text{Na}_2\text{O}$  (Fig. 91e) et les observations en lames minces.

Les échantillons du contact avec les roches vertes (éch. E1, E4, E2, E3) se sont déplacés vers la zone intermédiaire entre le pôle orthose et albite, ce qui correspond à une séricitisation en lame mince vraisemblablement à mettre en relation avec une métasomatose potassique. On remarque que le phénomène de microclinisation est mieux exprimé dans le secteur NE (éch. E1, E2, E3, E4).

W6, dans laquelle les plagioclases sont bien séricitisés est situé dans la zone correspondant à ce phénomène. N2 est une aplite au sein des roches vertes et est aussi dans la zone de séricitisation.

Dans le diagramme AFM, toutes les roches à l'exception de celles de la zone NE (éch. E1-E7) et celles du contact NW avec les itabirites (éch. F31) sont dans le domaine du granite (Fig. 87). Cela illustre le phénomène de contamination au contact des roches vertes. L'aplite (éch. N2), encaissée dans les roches, se détache nettement de l'ensemble. Elle est particulièrement riche en Fe et en Mg. Cela est dû à la présence de minéraux ferromagnésiens (amphibole, biotite).

### B/ Les éléments en trace

Nous avons dosé par fluorescence X et par ICP les éléments en trace et quelques terres rares au Laboratoire de l'Ecole des Mines de SAINT-ETIENNE. Ce sont Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Pb, U, Sn, Cs, Ba, La, Ce, Th.

Fig. 92 : Variation des granitoïdes dans le diagramme Q-Or-Ab (STREKEISEN, 1976)

- 1- Granite quartzique
- 2- Monzo-granite
- 3- Grano-diorite
- 4- Diorite-quartzique

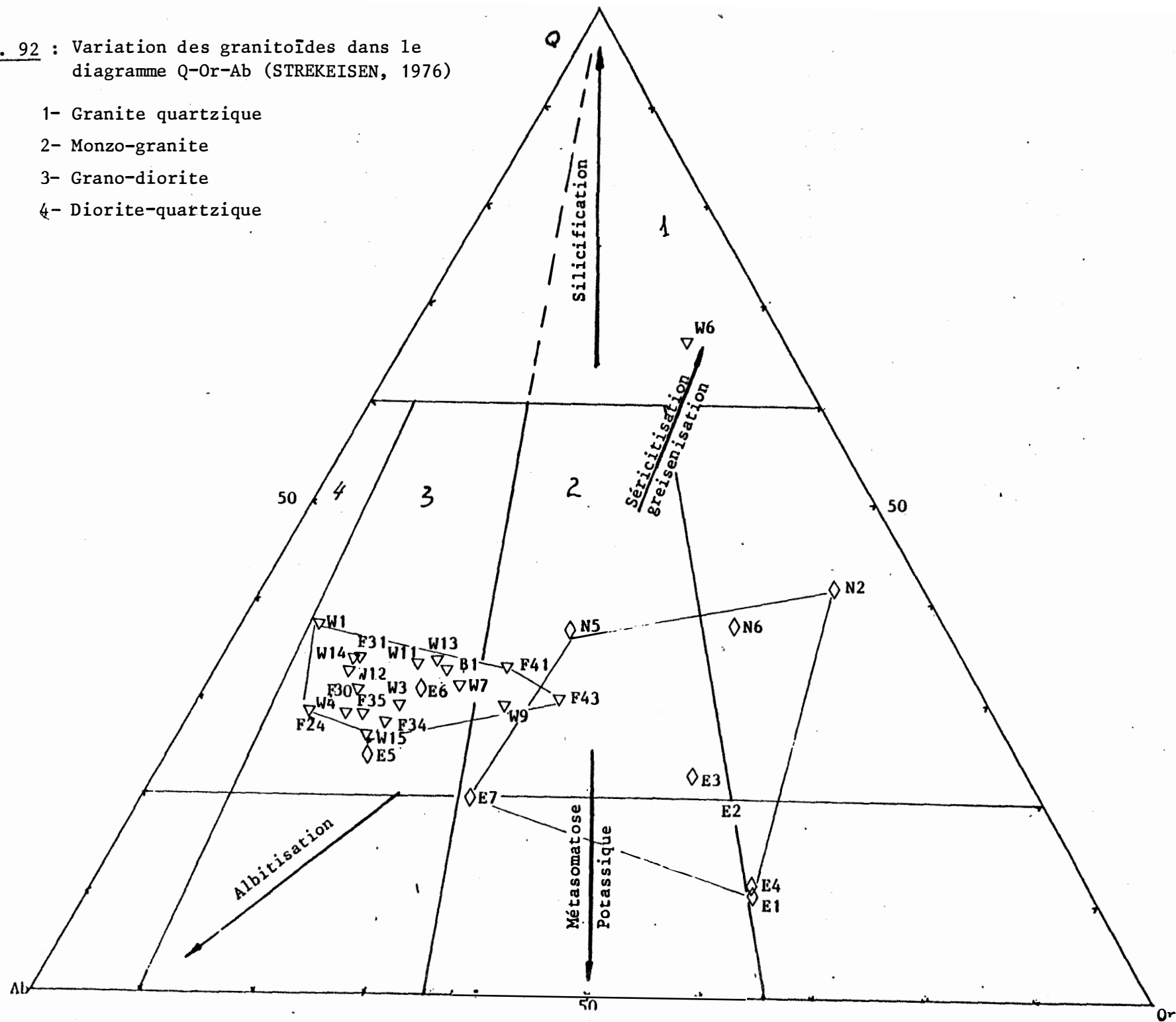
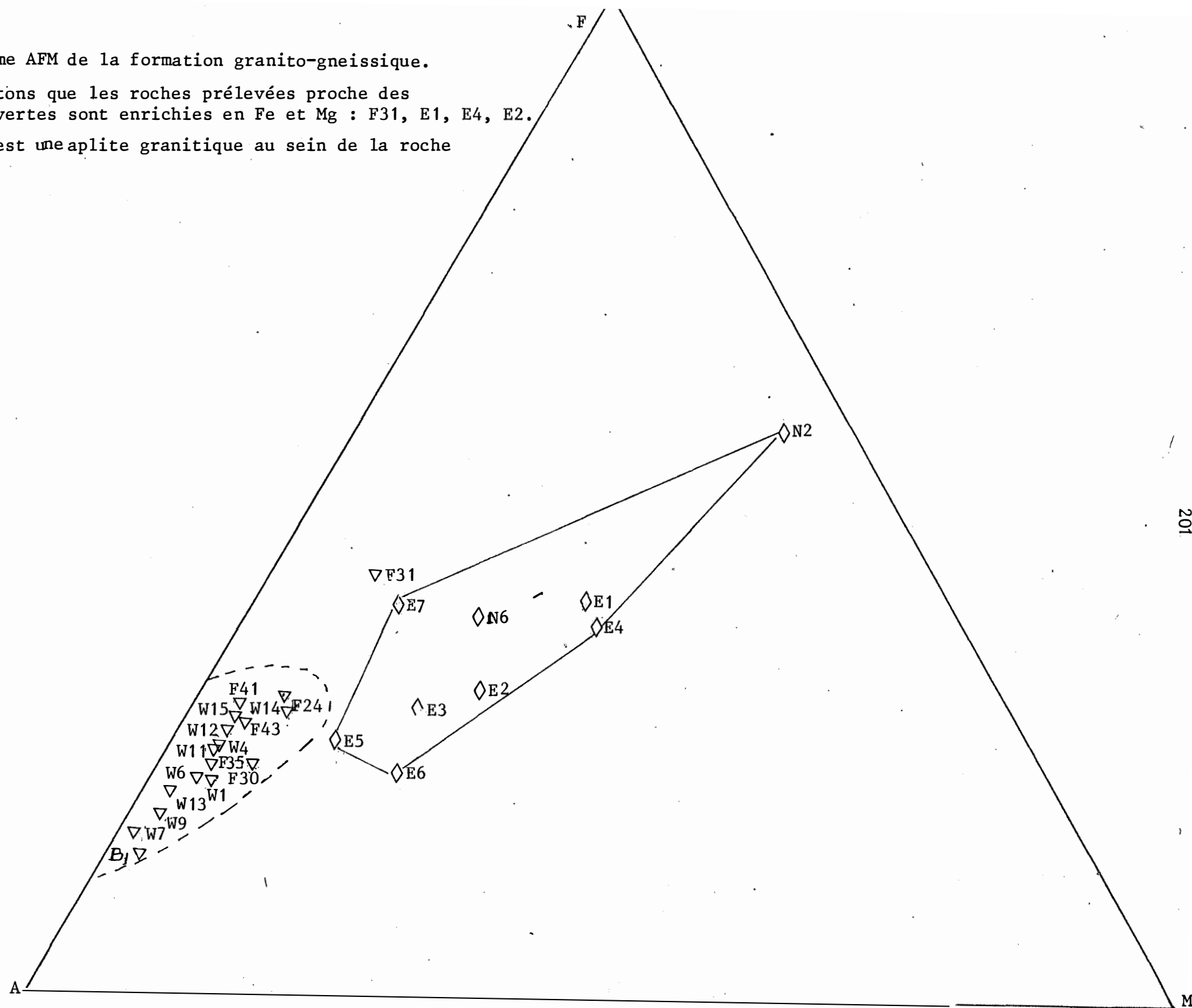


Fig. 93 : Diagramme AFM de la formation granito-gneissique.

Nous notons que les roches prélevées proche des roches vertes sont enrichies en Fe et Mg : F31, E1, E4, E2.

N2 qui est une aplite granitique au sein de la roche verte.





Par souci d'homogénéité, Nous n'utiliserons ici que le résultat des analyses à la fluorescence X.

Les résultats de ces analyses sont rapportés dans le tableau 16.

L'examen de ces résultats montre que :

- . Zn, La, Zr, Ga, Rb, Nb et Hf ont un comportement relativement uniforme dans les différents faciès rencontrés (voir litho-stratigraphie).

- . Cs, Ni, Cu, Sn et U ont une teneur en dessous du seuil de détection (sauf au village où U 7,7 ppm).

- . Th est uniformément réparti sauf au village (30 ppm) et où il atteint 58 ppm dans le granite porphyroïde.

- . La plus forte teneur en Ba se rencontre au contact des roches vertes.

- . Ce est uniformément réparti sauf au village et au contact des roches vertes où sa teneur est le double du fond géochimique de la région qui est de l'ordre de 50 ppm.

Nous avons rencontré sur le terrain deux faciès de granites :

- le granite porphyroïde et équant (B1, F43, W11-W15)
- le granite à grain fin rencontré au Sud du village (éch F41) et au Nord-Ouest de la Montagne de Fer (F24).

Ces granites se rencontrent au sein d'un ensemble granitique folié. Le granite porphyroïde passe progressivement au granite à grain fin sans contact net de type intrusif (fig. 15, 16 et 58).

Nous avons rencontré, en outre, les filons aplo-pegmatitiques au contact de ces formations avec les roches vertes. La cartographie ne nous a pas permis de dégager une chronologie dans la formations des divers faciès rencontrés et en particulier celle du granite porphyroïde et du granite à grain fin au Sud de BOGOIN.

Dans ces conditions, il n'est pas possible d'aborder le problème de cogénétisme et de différenciation du granite. Nous noterons seulement le parallélisme des spectres d'éléments en traces des différents faciès (fig. 94).

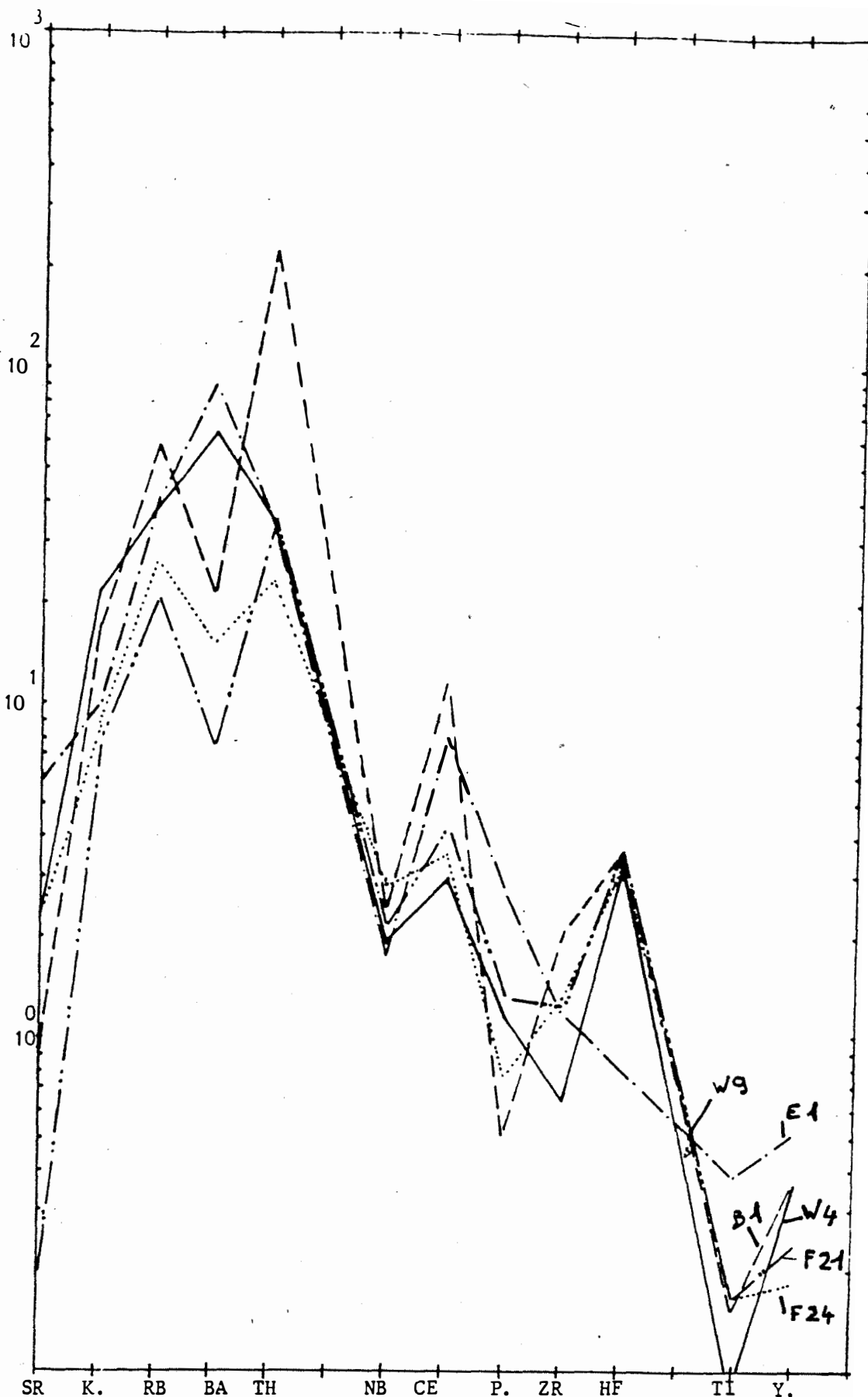


Fig. 94 : Spectres des éléments en trace normalisés au MORB, granitoïde et métarhyolitoïde. (d'après PEARCE J.A., 1982).

W9- granite à l'Ouest de la "Montagne de fer" / E1- Orthogneiss au contact NE  
 B1- granite porphyroïde au SE du village / avec les roches vertes  
 F24- granite au NW de la "Montagne de fer" / F21- Métarhyolitoïde

Noter l'anomalie positive en Ba dans le granite de l'Ouest et l'orthogneiss au contact des roches vertes.

### C/ Définition de la lignée

WHITE et CHAPPELL (1977) distinguent deux types de granites :

- le type I provenant de la fusion partielle des roches,
- le type S provenant de la fusion partielle des roches métasédimentaires.

Ces granites, selon les auteurs, ont une composition qui reflète leur source (tableau 13).

Les caractères de ces types sont les suivants :

TYPE I	TYPE S
Valeurs élevées de Na/K	Valeurs basses de Na/K
Valeurs basses de $Al/(Na + K + Ca/2)$	Valeurs élevées de $Al/(Na+K+Ca/2)$
Valeurs élevées de Ca	Valeurs basses de Ca
Plagioclase calcique + hornblende + biotite $\pm$ sphène $\pm$ allanite	Plagioclase peu calcique + muscovite + biotite, cordiérite andalousite, grenat
Magnétite	Ilménite.
Diopside ou corindon normatif < 1 %	Corindon normatif > 1 %
Enclaves de roche basique à hornblende et pyroxène	enclaves principalement constituées de roches métasédimentaires
Rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ bas < 0,707	Rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevé > 0,707

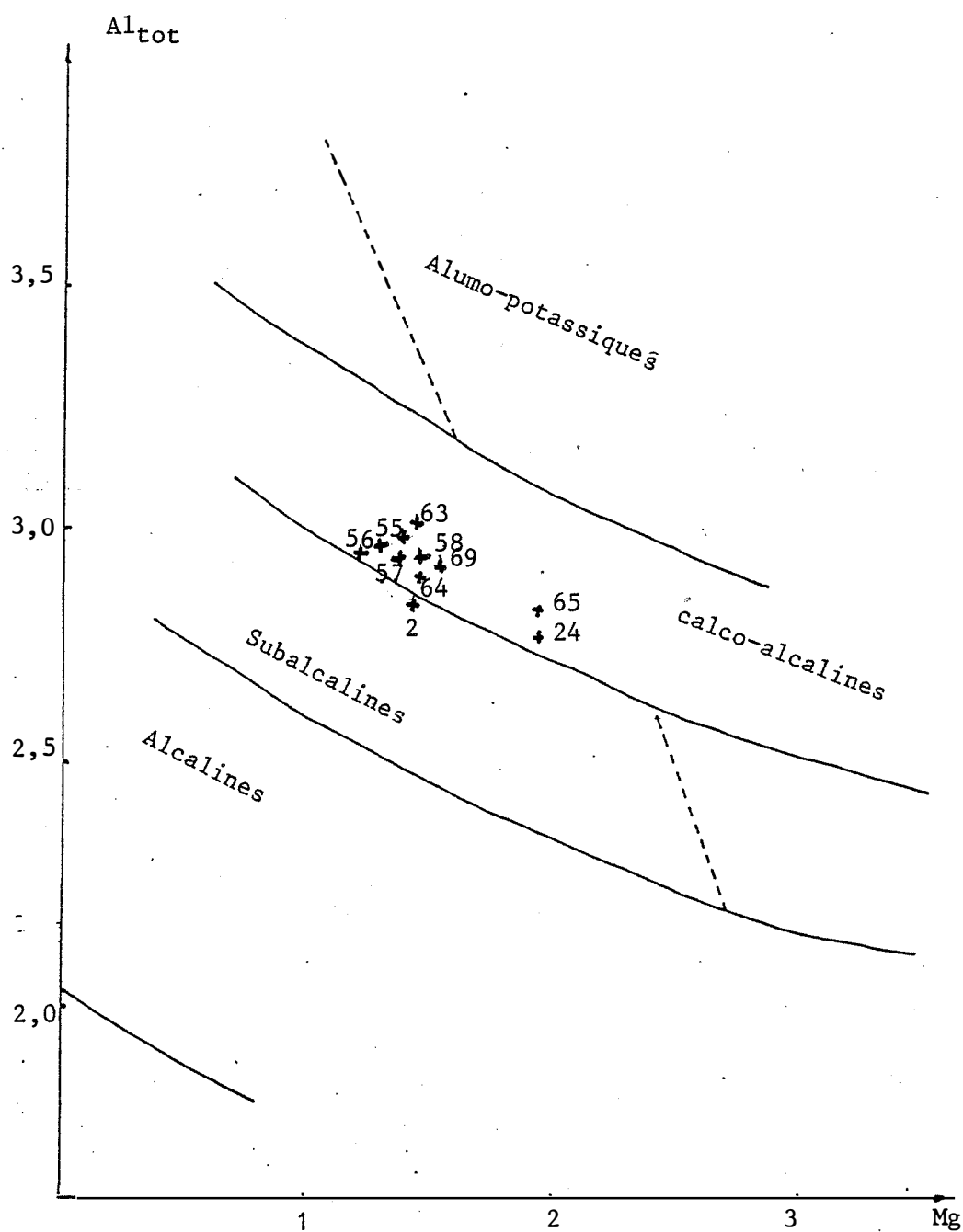
Tableau 13 : critère de définition des types I et S (in D. MAUREL-PALACIN, 1985)

Les granites de BOGOIN présentent les caractères suivants (tableau 14) qui correspondent plutôt à ceux de granites de type I.

	Na/K	Al/(Na+K+ Ca/2)	% CaO	corindon normatif	$\frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$
granite à grain fin du village (F41)	1.69	1.09	1.28	0.64	1.48
granite porphyroïde du village (F43)	1.2	1.16	1.33	0.88	1.44
granite équant de l'Ouest (W11)	2.98	1.10	1.67	0	1.49
granite folié de l'Ouest (W9)	1.56	1.14	1.46	0.88	1.48
granite du NE (E7)	1.09	1.32	3.09	1.57	1.83

Tableau 14 : caractères typologiques des granites du secteur de BOGOIN.

Pendant l'étude des éléments majeurs, nous avons montré que le granitoïde de BOGOIN a un caractère peralumineux et appartient à une série calco-alkaline (fig. 95) répartie entre les domaines "riche en potassium" et "normale en potasse" (fig. 91f).



**Fig. 95** : La typologie magmatique du granitoïde de BOGOIN d'après le diagramme de HASSANE NACHITT et al (1985).

Les biotites répartissent dans le domaine des granites calco-alcalins (voir tableau 12).

### Conclusion :

- D'après l'étude géochimique, les granitoïdes de BOGOIN sont des granodiorites dont une partie au contact des formations métamorphiques, et en particulier au contact des roches vertes, présente un phénomène de contamination.

- Ces granodiorites sont peralumineux et appartiennent à une lignée calco-alcaline.

- Ils sont répartis dans les domaines "riche en potassium" et "normal en potassium".

- A défaut de chronologie, le problème de cogénéisme des différents faciès rencontrés demeure entier malgré le parallélisme relatif des spectres des éléments en trace.

## IV LES METARHYOLITOÏDES

Les métarhyolitoïdes, décrits pour la première fois, ont été analysés, comme les autres roches, par fluorescence X à l'Ecole des Mines de SAINT-ETIENNE.

Les analyses sont rapportées dans le tableau 17.

### A/ Eléments majeurs

L'étude des éléments majeurs montre que :

SiO <sub>2</sub>	est compris entre	71,07	et	81,46 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	11,13	-	15,27 %
Fetotal	"	1,9	-	5,3 %
MnO	"	0,02	-	0,1 %
MgO	"	0,5	-	1,74 %
CaO	"	0,09	-	1,03 %
Na <sub>2</sub> O	"	0,41	-	6,05 %
K <sub>2</sub> O	"	1,5	-	7,3 %
TiO <sub>2</sub>	"	0,23	-	0,34 %
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	"	0,09	-	0,17 %

Nous notons une forte teneur en  $\text{SiO}_2$  dans F21.

$\text{Na}_2\text{O}$  atteint 6,05 % dans F22 prélevée dans la zone de faille et riche en plagioclase séricitisé et cette teneur est surtout à la mésostase quartzo-feldspatique.

La teneur élevée en K de F18 est liée à l'abondance de muscovite. La même roche présente d'importants ilots de biotite et d'oxydes de fer, ce qui explique la teneur en Fe.

Nous avons étudié le comportement des éléments en fonction de  $\text{SiO}_2$  (fig. 91).

Il en ressort que :

Les alcalins ne présentent qu'une corrélation fruste dans laquelle ils décroissent quand  $\text{SiO}_2$  croît.

$\text{CaO}$  décroît quand  $\text{SiO}_2$  croît. Cette chute correspond à la formation du plagioclase.

$\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  présentent une corrélation négative.

$\text{Al}_2\text{O}_3$  ne présente aucune corrélation.

$\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{TiO}_2$  ne varient presque pas en fonction de la teneur en  $\text{SiO}_2$ .

Les valeurs normatives (CIPW) présentent les variations suivantes:

Quartz	27	- 77,02
Anorthite	0	- 4,33
Ilménite	0	- 0,66
Apatite	0	- 0,28
Orthose	4,96	- 16,6
Hypersthène	0,1	- 4,33
Hématite	0,3	- 4,46
Albite	3,55	- 51,19
Magnétite	0,09	- 4,11
Corindon	1,43	- 13,56

Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  montrent que ce métarhyolitoïde est péralumineux car  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 1$

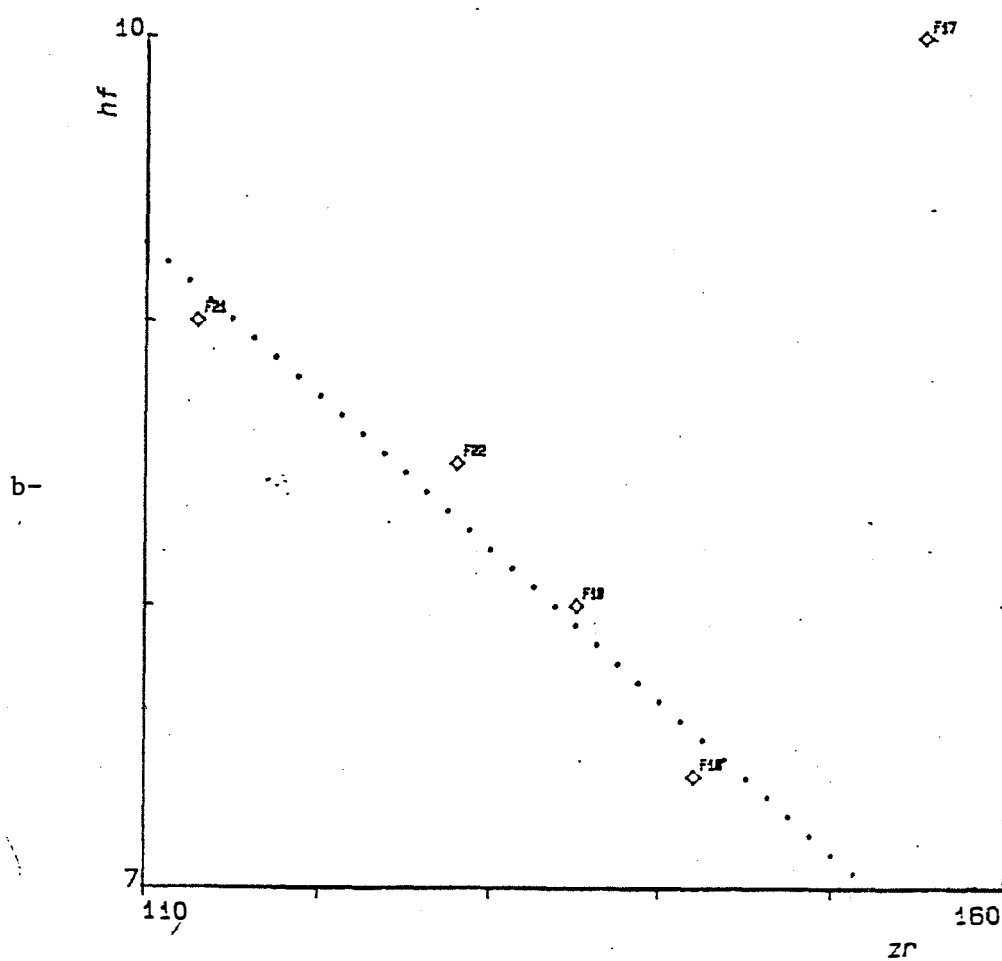
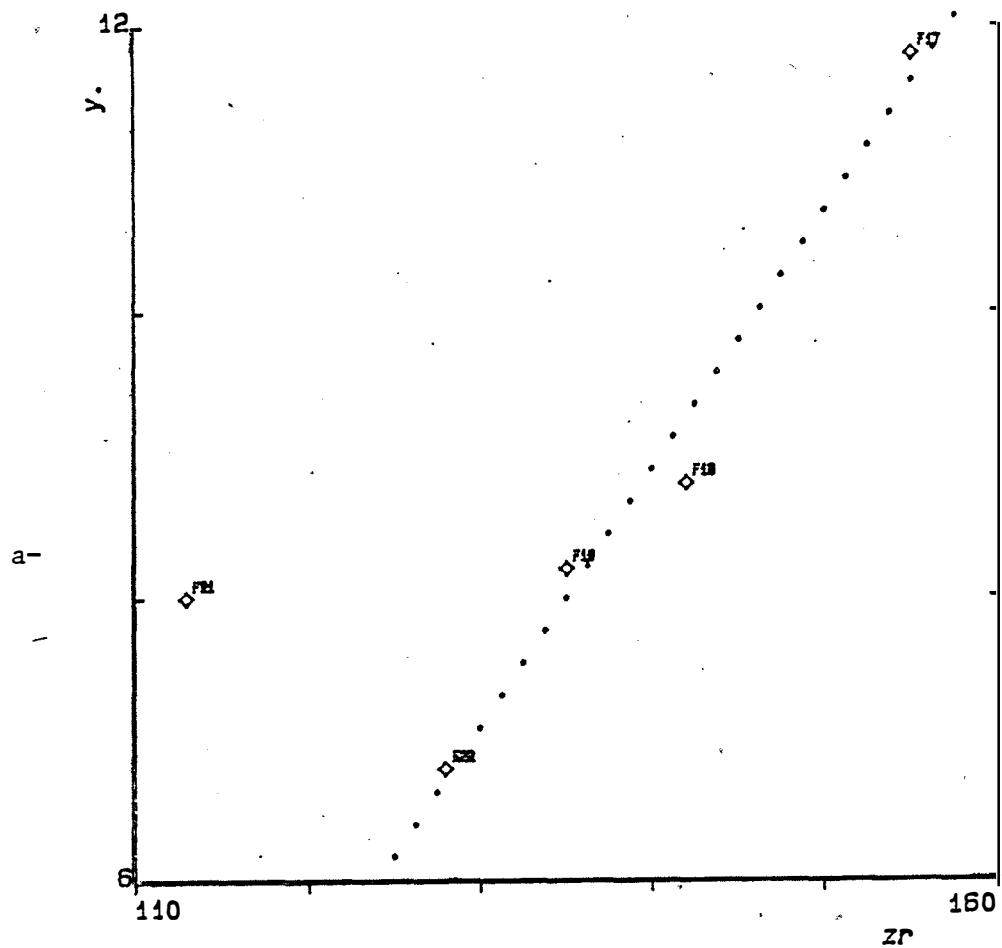
J.G. COX et al (1981, p.402) ont présenté la moyenne suivante des compositions chimiques (éléments majeurs) des rhyolites et leurs valeurs normatives :

<u>Eléments majeurs</u>		<u>Normes CIPW</u>	
SiO <sub>2</sub>	72.82	Q	32.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.27	An	4.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.48	Il	0.54
FeO	1.11	Al	0.17
MnO	0.06	Or	25.44
MgO	0.34	Hg	-
CaO	1.14	H	-
Na <sub>2</sub> O	3.55	Ab	30.07
K <sub>2</sub> O	4.30	Mt	2.14
TiO <sub>2</sub>	0.28	C	1.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.10		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.31		
CO <sub>2</sub>	0.08		

Comparée à cette moyenne, la composition chimique des roches de la formation étudiée sont proches avec parfois une teneur élevée en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O, et inversement un déficit en potassium et en calcium.

Cette formation semble bien être une métarhyolite, mais il faut cependant souligner qu'elle présente de grandes variations de composition chimique.





**Fig.96** : Le comportement des éléments en trace :

a- Zr-Y

b- Zr-Hf

### **B/ Les éléments en trace**

Ni, Cu, U, Sn et Cs et W sont en général en dessous du seuil de détection.

Zr présente une corrélation positive avec Y, négative avec Hf (Fig. 96).

#### **Conclusion :**

La formation que nous avons appelée métarhyolitoïde semble bien être une rhyolite transformée, peralumineux, riche ou non en K qui ne se distingue pas des granitoïdes de BOGOIN.

### **C/ Comparaison entre métarhyolitoïdes et granitoïde**

Les métarhyolitoïdes ne forment pas une population distincte des granitoïdes (fig. 85). Comme eux, ils ont un caractère peralumineux, riche ou non en K.

NUMERO LITHO TYPE	N1 AM LT	L12 AM .....	B61 AM .....	B64 AM .....	B65F AM .....	BN3 AM .....	BN5 AM .....	BN6 AM .....	BN7 AM .....	BN8 AM .....
SiO2	48.81	48.37	45.91	47.9	49.72	52.99	50.67	48.92	49.36	49.1
Al2O3	15.38	15.53	16.43	15.26	14.41	13.97	16.09	14.92	15.88	15.12
Fe2O3	2.77	2.39	4.72	1.97	2.25	5.68	5.13	4.13	4.1	4.39
FeO	9.33	9.45	7.96	9.5	8.8	9.05	5.78	9.35	8.23	9.64
MnO	0.22	0.23	0.23	0.22	0.19	0.146	0.15	0.18	0.16	0.17
MgO	7.99	8.67	5.23	8.97	8.16	4.74	5.54	6.87	6.26	7.03
CaO	10.51	11.29	13.53	11.11	10.09	8.27	14.7	12.09	13.85	11.72
Na2O	1.25	1.94	2.33	3.1	4.42	3.46	0.85	1.92	1.16	1.6
K2O	0.26	0.34	0.23	0.56	0.54	0.32	0.07	0.17	0.17	0.13
TiO2	0.99	0.93	1.27	0.89	0.83	1.34	0.88	1.	0.96	1.3
P2O5	0.09	0.09	0.1	0.07	0.09	0.14	0.12	0.11	0.12	0.11
PF	1.43	0.55	1.34	0.56	0.54	0.81	1.44	0.9	1.08	0.75
NI	80.8	67.2		21.4	7.9	116	250	216	231	165
CU	24.9		19.9			345	122	181	185	159
ZN	72.8	119	67.8	79.4	61.7	163	113	138	107.	166
GA	14.5	13.	11.4	10.	10.3	27.	30.	20.1	20.8	24.
RB	8.5	11.1	3.9	2.1	5.3	5.6	1.7	3.4		3.4
SR	101.	143	259	140	162	351	171	134	191	134
Y.	24.	21.6	27.9	20.4	35.4	29.8	78.6	24.	23.4	24.3
ZR	81.9	72.6	90.9	60.7	40.9	117	64.6	72.4	73.1	76.6
NB	8.4	9.	8.	7.6	5.6	9.1	4.3	7.6	7.7	7.4
HF										
W.	9.9		9.3				23.2	10.7	5.8	
PB	10.3	10.5	27.8	14.1	25.3	12.6	12.6	8.4	11.6	9.6
TH	7.2				11.6	1.				
U.										
SN								4.3	4.6	
CS	13.		13.3	9.				11.	9.2	8.5
BA	113	149	165	65.4	13.3	95.9	407	113	68.1	153
LA					165	12.2	38.7			
CE		10.3				24.2	14.4		14.6	9.8

Tableau 15 : Analyses des roches vertes en fluorescence X. Laboratoire de Géologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de SAINT-ETIENNE.  
 $\text{Fe}^{+2}$  a été dosée par voie humide (Mme RICHARD, PARIS VI).  
 Les places vacantes sont celles des teneurs inférieures au seuil de détection.

LT - Liquide tholéitique

GB - Gabbro quartzique

CP - Cumulat à pyroxène amphibolitisé

CO - Cumulat à olivine serpentinisée.

ROGGIN Roches Vertes rover 151287

NUMERO	GN9	GN10	GN11	GN13	GS10	V6	G1	F11	F13	L13
LITHO	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
TYPE	.....	.....	.....	.....	LT	LT	LT	GB	GB	CP
SiO2	50.72	51.08	50.26	49.35	59.48	49.96	51.52	58.92	57.08	50.82
Al2O3	14.81	14.86	14.71	14.31	13.8	13.86	14.16	13.05	13.	6.71
Fe2O3	3.56	3.96	3.42	3.76	9.61	3.93	5.98	4.62	4.72	2.49
FeO	9.96	10.04	9.41	9.97	1.21	9.92	9.52	9.12	10.66	8.75
MnO	0.17	0.19	0.18	0.18	0.1	0.18	0.18	0.16	0.12	0.2
MgO	7.21	7.04	8.25	9.19	4.36	7.52	4.73	3.36	4.89	14.35
CaO	10.82	10.64	11.4	10.54	1.04	10.93	7.99	6.99	4.03	12.96
Na2O	2.16	2.3	2.3	1.97	0.92	2.26	3.6	2.5	1.81	0.46
K2O	0.14	0.14	0.25	0.23	0.61	0.26	0.29	0.52	2.51	0.09
TiO2	0.93	0.98	0.88	0.91	0.98	1.01	1.4	0.64	0.69	0.61
P2O5	0.11	0.12	0.09	0.09	0.05	0.11	0.14	0.14	0.15	0.06
PF	0.6	0.54	0.6	0.78	7.16	0.45	1.08	0.69	1.5	1.65
NI	201	171	136	160	721	80.	63.	26.	31.	
CU	143	126	98.	59.	425	86.	73.	68.	31.	
ZN	123	123	99.	105.	291	102.	115	70.	99.	
GA	16.2	16.5	17.	15.	27.5	15.	21.4	12.	13.	
RB	4.4	3.9	5.4	2.5	40.	5.4	5.	16.	111	
SR	133	116	108.	91.	142	114	260	167	84.	
Y.	23.	25.	20.3	20.	12.	24.	22.	26.	26.	
ZR	72.	77.	57.5	61.2	71.	71.	105.	112	118	
NB	8.2	8.4	6.8	7.3	8.	8.	10.	9.	9.	
HF					4.1					
W.			17.8	10.	131		34.	17.	14.	
PB	10.	13.	11.	7.	13.	12.	18.	8.	9.4	
TH								7.5	9.	
U.										
SN										
CS		11.	5.	9.	38.	7.	11.	11.	22.	
BA	139	119	79.	71.	281	72.	81.	210	573	
LA					12.6		8.	26.	28.	
CE	9.	8.3		10.	32.	10.4	16.	47.	41.	

Tableau 15 (suite 1)

NUMERO	B68	B69	B610	B611	B612	B614	B632	B633	G63	G67
LITHO	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
TYPE	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	CP	CP
SiO2	58.37	54.61	53.87	52.99	52.19	50.29	51.73	50.1	43.24	48.36
Al2O3	8.01	8.14	6.76	7.14	7.41	6.53	9.46	6.44	6.15	7.52
Fe2O3	1.29	2.96	2.72	3.2	2.96	2.06	4.63	1.93	16.93	6.91
FeO	6.35	7.52	8.12	8.36	9.09	9.77	9.8	9.68	2.27	9.
MnO	0.38	0.38	0.2	0.207	0.22	0.21	0.27	0.22	0.18	0.24
MgO	12.	12.03	12.66	13.22	12.7	15.99	9.9	16.25	20.97	12.77
CaO	10.08	11.02	12.44	12.4	11.02	11.18	10.38	16.25	1.6	10.23
Na2O	2.74	1.06	0.82	0.96	2.4	0.7	1.55	0.57	0.23	1.5
K2O	0.13	0.21	0.06	0.1	0.15	0.09	0.17	0.06		0.08
TiO2	0.24	0.31	0.61	0.65	0.68	0.63	0.9	0.62	0.66	0.8
P2O5	0.07	0.03	0.07	0.06	0.05	0.06	0.1	0.06	0.04	0.05
PF	1.22	1.16	1.22	1.22	1.16	2.04	0.1	1.88	8.63	3.57
NI	241	225	85.5	77.2	61.9	153	66.2	212	12293	1221
CU									225	216
ZN	168	148	47.	57.7	69.2	59.6	107.	65.4	802	527
GA	10.	10.5	6.1	8.	8.7	9.2	11.	7.6	19.5	19.
RB	1.8	5.	3.1		3.5		3.2		1.5	3.4
SR	85.6	56.9	133	109.	87.2	14.8	94.7	10.2	7.	12.
Y.	5.8	9.2	11.5	13.1	11.8	11.9	14.	10.7	38.	36.
ZR	54.1	41.5	52.1	51.98	54.8	52.2	70.7	53.8	53.	73.
NB	8.5	7.5	7.8	7.1	7.8	8.37	8.8	8.4	7.7	7.
HF										
W.			3.4		3.4					
PB	10.9	10.2	12.5	7.9	10.5		8.8	7.1	8.	7.
TH							6.4			
U.										
SN			4.1		3.1		4.2			
CS	12.8	18.6	13.3	12.1	9.	15.1	17.7	8.6	5.5	8.
BA	66.7	135	104.	51.3	56.	43.9	78.7	32.5	86.	61.
LA									54.5	
CE	12.7	11.4	12.2						15.	

Tableau 15 (suite 2)

NUMERO	GS12	GS2	GS1	GS2	GS26	GS27	F32
LITHO	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM
TYPE	CP	CP	CO	.....	CO	CO	LT
SiO2	53.77	51.27	43.95	40.19	38.47	39.18	51.7
Al2O3	2.65	8.34	2.61	2.81	1.96	2.12	8.09
Fe2O3	3.98	3.73	5.17	8.86	6.27	6.49	7.3
FeO	6.64	10.37	6.42	6.78	3.95	3.9	20.05
MnO	0.17	0.21	0.13	0.15	0.15	0.14	0.55
MgO	18.06	13.08	30.46	28.27	33.77	34.18	4.85
CaO	11.06	11.61	1.21	2.49	2.73	1.96	6.68
Na2O	0.65	1.08	0.09	0.54	0.1	0.44	0.87
K2O	0.52	0.09					0.12
TiO2	0.26	0.74	0.26	0.26	0.17	0.14	0.19
P2O5	0.03	0.08	0.03	0.06	0.05	0.06	0.17
PF	3.18	0.6	9.64	10.63	13.17	12.58	0.6
NI	2489	329	22120	15445	6041	216	262
CU	88.	80.	2755	213	9.	181	1110
ZN	245	107.	420	455	124	138	495
GA	8.	14.	13.3	10.	7.	20.	18.
RB	43.					3.4	6.3
SR	21.	22.	11.	33.	34.	134	51.
Y.	8.4	15.	3.1	31.	2.	24.	28.
ZR	29.3	61.	29.	30.	28.	72.	87.
NB	7.	9.	8.	6.	7.	8.	8.
HF							
W.						11.	9.3
PB	6.8	6.	10.	7.4		5.5	6.
TH			5.				10.
U.							
SN	4.2						
CS	37.	10.	7.				11.
BA	208	54.	81.	431	27.	30.	213
LA			10.2	13.	10.	10.	
CE		18.	12.	20.	14.	21.	16.

Tableau 15 (suite 3)

NUMERO	W13	W14	W15	F24	F30	F31	F34	F35	F41	F43
LITHO	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
TYPE	W-NW	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	V	.....
SiO2	73.9	73.82	73.73	71.93	72.	69.28	70.94	72.61	73.18	72.45
Al2O3	14.3	14.51	14.49	15.24	15.37	14.81	15.49	14.22	14.1	14.49
Fe2O3	0.75	0.93	1.01	0.87	0.82	4.19	1.06	0.74	1.04	1.13
FeO	0.63	1.05	1.05	1.35	0.75	0.8	0.81	0.9	1.2	1.16
MnO	0.027	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03
MgO	0.25	0.4	0.45	0.87	0.59	1.32	0.83	0.42	0.51	0.53
CaO	1.67	1.98	1.18	1.69	1.28	2.37	1.38	1.91	1.33	1.28
Na2O	4.88	5.54	5.81	6.17	5.93	4.96	5.62	5.9	4.31	3.88
K2O	2.92	1.76	2.05	1.67	2.13	1.71	2.58	2.46	3.87	4.86
TiO2	0.12	0.17	0.17	0.23	0.14	0.59	0.2	0.16	0.19	0.21
P2O5	0.06	0.07	0.06	0.09	0.05	0.11	0.09	0.1	0.1	0.15
PF	0.42	0.42	0.54	0.54	0.87	0.69	1.05	0.57	0.72	
NI										
CU									34.	
ZN	23.	31.	31.	34.	24.	63.	34.	28.	35.	40.
BA	13.	13.	13.	18.	17.	17.	18.	16.	14.	13.
RB	56.	50.	46.	53.	52.	78.	89.	74.	116	148
SR	280	258	201	271	216	358	312	436	125	142
Y.	5.	10.	6.	6.	6.	11.	6.	4.2	7.	10.
ZR	96.	141	103.	119	95.	116	111	115	139	184
NB	9.	10.	9.	13.	10.	12.	9.	8.2	9.	11.
HF	9.	10.	7.	8.	10.	6.	10.	7.	10.	8.
W.	20.	11.	7.	6.		23.	12.	4.1	4.	4.
PB	22.	16.	9.	10.	13.	17.	14.	20.	29.	27.
TH	10.	15.	6.	6.	5.	10.	6.	8.	28.	30.
U.				13.					7.	5.
SN										
CS			6.						5.	
BA	830	398	538	300	546	352	630	775	640	932
LA	24.	65.	28.	19.	22.	25.	22.	31.	36.	36.
CE	39.	87.	56.	39.	40.	43.	33.	46.	58.	71.

Tableau 16: Analyses des granitoïdes en Fluorescence X. Ecole des Mines de St Etienne.

Fe<sup>+2</sup> a été dosée par voie humide (Mme RICHARD, PARIS VI).

V - granitoïde du village

NE- granitoïde du contact NE avec les roches vertes.

W-NW - granitoïde de l'Ouest et du Nord-Ouest de la "Montagne de Fer".

## BOGGIN GRANITES gneiss 151287

NUMERO	F3:	B1	W1	W3	W4	W6	W7	W9	W11	W12
LITHO	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
TYPE	X1	V.	W-N(W)	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
SiO2	69.38	72.7	74.64	74.18	72.9	74.19	74.73	72.71	74.53	72.29
Al2O3	14.47	14.4	14.79	14.6	15.45	14.35	14.71	15.34	14.2	15.64
Fe2O3	2.73	1.27	0.85	0.72	0.71	0.71	0.51	0.58	0.83	0.76
FeO	2.23	0.98	0.52	0.97	1.06	0.9	0.61	0.74	0.89	1.11
MnO	0.05	0.03	0.02	0.33	0.03	0.14	0.02	0.03	0.02	0.03
K2O	1.34	0.46	0.42	0.31	0.44	0.21	0.09	0.27	0.3	0.39
CaO	2.38	1.55	2.36	1.75	1.97	1.1	1.38	1.46	1.67	2.13
Na2O	4.57	4.73	5.52	5.6	5.91	4.3	5.04	4.5	5.18	5.69
K2O	1.73	3.37	1.26	2.26	2.17	3.94	3.57	4.38	2.63	2.65
TiO2	0.59	0.21	0.12	0.12	0.16	0.07	0.06	0.12	0.14	0.18
P2O5	0.12	0.06	0.09	0.06	0.07	0.08	0.04	0.14	0.05	0.08
PF	0.69	0.42	0.72	0.33	0.36	0.36	0.33	0.81	0.36	0.39
NI	31.									
CU	31.									
ZN	99.	35.	23.	27.	35.	24.	23.	25.	38.	33.
BA	13.	15.	15.	15.	14.	12.5	14.	11.	14.	13.
RB	111	119	45.	62.	67.	82.	79.	78.	61.	68.
SR	84.	112	259	248	277	273	229	282	260	301
V.	26.	12.	7.	5.	7.	16.3	7.	12.	4.5	6.
IR	118	189	62.	10.	88.	89.	64.	59.	113	101.
NB	9.	11.	10.	11.	11.3	7.2	8.	9.	10.	10.
HF		9.	9.		8.3	7.2	9.4	8.	11.	7.
W.	14.	7.	18.	17.	18.	8.6	13.4	8.	12.	20.
PB	9.4	34.	16.	9.	17.	23.	28.	23.	21.	21.
TH	9.	58.	5.		6.	6.	6.	9.	12.	8.
U.		8.								
SA										
CS	22.								5.7	8.
BA	573	421	295	565	529	1159	886	1284	758	683
LA	28.	84.	11.	24.	20.	20.	18.	18.	40.	31.
CE	41.	129	32.	43.	28.	27.	23.	33.	67.	47.

Tableau 16 (suite 1)



NUMERO	E1	E2	E3	E4	E5	E6	N2	E7
LITHO	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR	GR
TYPE	HE.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
SiO2	58.82	64.66	66.67	59.32	69.89	74.09	64.52	64.9
Al2O3	15.6	15.73	15.97	15.12	15.93	13.48	14.88	17.01
Fe2O3	3.03	2.49	2.35	2.78	2.01	0.93	5.8	4.02
FeO	3.85	1.95	1.37	4.07	0.76	1.5	0.078	0.98
MnO	0.11	0.07	0.05	0.11	0.01	0.01	3.49	0.02
MgO	4.88	3.25	2.25	5.06	1.64	2.46	5.65	1.68
CaO	5.89	3.94	3.31	5.81	0.62	0.55	3.89	3.09
Na2O	3.76	3.61	3.65	3.59	6.74	5.32	1.04	6.07
K2O	1.98	2.85	3.35	2.04	0.41	1.2	0.42	0.09
TiO2	0.54	0.39	0.3	0.54	0.41	0.43	0.26	0.45
P2O5	0.33	0.16	0.11	0.33	0.1	0.08	0.6	0.11
PF	0.87	0.74	0.68	1.08	0.65	0.56	0.56	1.09
NI	27.			19.			8.6	
CU								
ZN	42.	34.	33.	42.	12.5	15.	42.	16.
GA	12.	13.	11.	11.	13.	9.	11.	18.
RB	82.	139	150	69.	40.	37.	64.	12.
SR	645	565	437	662	65.	57.	257	387
Y.	17.	15.	13.	15.	42.	12.5	12.	19.
ZR	107.	117	112	99.	162	169	105.	141
NB	8.	10.	10.	7.	16.	16.	9.4	16.
HF		4.			8.	10.	7.	4.4
W.		6.	7.	20.	12.	9.	11.5	6.
PB	15.	23.	15.	13.			7.	8.
TH	9.	13.	13.	6.	18.	13.	10.3	13.
U.								8.
SN								5.
CS	16.	12.	15.	12.			7.	
BA	1797	1660	1734	1819	156	301	433	133
LA	46.5	34.	27.	43.	15.	24.	34.5	27.
CE	89.	53.	50.	83.	40.	56.	76.	46.

Tableau 16 (suite2)

## CHAPITRE V

### LES MINERALISATIONS

---



## C H A P I T R E   V

### LES MINERALISATIONS

BOGOIN est surtout connu pour son gîte de fer.

La cible principale du présent travail étant l'étude de la minéralisation en or, nous ne donnerons que quelques brèves indications sur le fer à partir des travaux antérieurs.

Les sulfures presque entièrement altérés, tout au moins en surface, seront étudiés conjointement avec l'or avec lequel leur relation spatiale apparaît évidente.

Nous ferons un bref tour d'horizon de cette minéralisation dans les diverses formations.

L'or retiendra plus longtemps notre attention bien que n'ayant que quelques échantillons prélevés en surface par batées ou dans les travaux peu profonds ( $\approx 4$  m).

#### I. HISTORIQUES DES TRAVAUX MINIERS

##### A/ Minéralisation en fer

Ce métal n'a jamais fait l'objet d'une exploitation quelconque bien qu'une étude de faisabilité ait été faite. Il a même été fait une étude pour l'implantation d'une usine métallurgique qui serait ravitaillée par ce gisement et qui serait destinée au marché intérieur et au marché de l'Union douanière et économique de l'Afrique Centrale (U.D.E.A.C.).

## B/ L'or

Le gisement d'or de BOGOIN a été découvert en 1938, année qui a vu le début d'une exploitation alluvionnaire par P. ROUX (SOREXMO). Entre 1946 et 1952, ce dernier a procédé à l'exploitation des éluvions (latérite). Il a ensuite essayé d'exploiter les roches vertes et les filons de quartz qui les traversent.

Pendant les deux premières phases d'exploitation, la pelle, la barre-à-mine et la batée ont été les seuls outils de travail. L'extraction des filons et des roches vertes saines nécessitaient une mécanisation (broyeurs, amalgamateurs). Au village, les anciens ont mentionné les wagonnets et une petite usine de traitement en aval de la rivière GBELE (carte) et dont des vestiges existent encore.

Pendant longtemps le gisement a été abandonné. En 1982, la CAMEP, gérée par J.K. KOUAMBA et par J. DULOS ensuite, a essayé, sans succès, la relance des exploitations.

Et depuis seuls quelques artisans regroupés en familles exploitent d'une façon très rudimentaire (pelle, barre-à-mine et batées) la latérite et les filons de quartz (fig. 97 et ph.1, pl.V). Ces derniers semblent plus payant que la latérite.

## II. ETUDES ANTERIEURES

D'une façon générale, les travaux de recherche aussi bien pour le fer que pour l'or qui ont été effectués dans la région ont été les suivants :

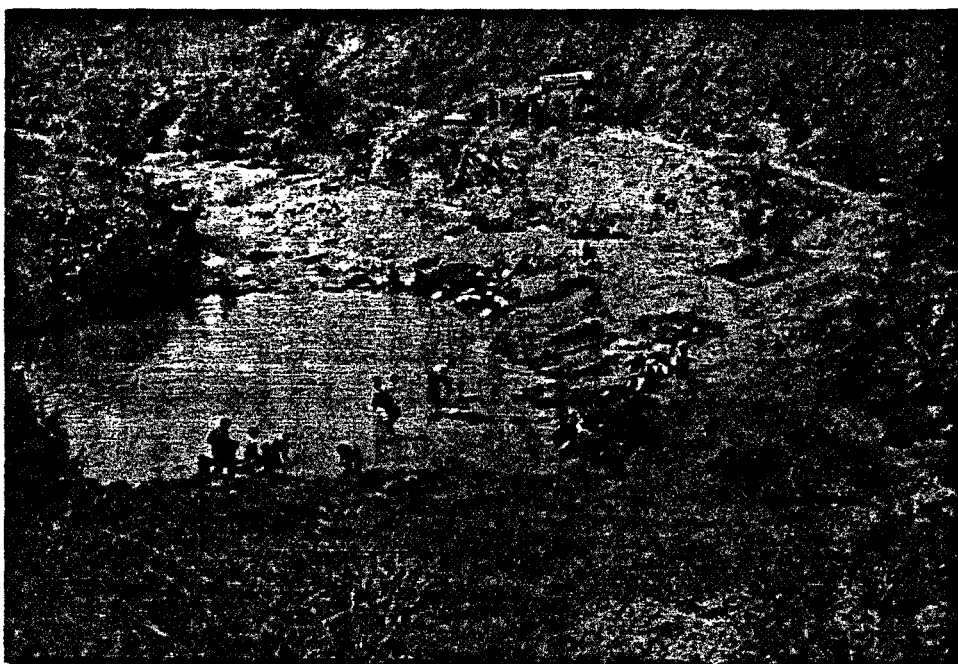


Fig. 97: Vue partielle de la carrière.

- 1950 - A.D. HUGUES signale la relation de l'or (40-100 g/t) avec les filons de quartz qui traversent les roches vertes.
- 1953 - P. LENKCHEVITCH a creusé quelques puits de prospection et effectué des prélèvements dans l'éluvion au Sud et à l'Est de l'exploitation de P. ROUX.
- 1954 - Ph. WACRENIER a procédé à des levées et a signalé l'intérêt que peuvent présenter les quartzites à oligiste (itabirites) de la région.
- 1955 - G. POUIT a été chargé par la Direction des Mines et de la Géologie d'exécuter une prospection alluvionnaire générale en dehors du secteur prospecté par la Société SOREXMO de P. ROUX. Dans le cadre de sa thèse, il fait la première étude géologique détaillée de la région et lève une carte au 1/100.000.
- 1956 - M. VARLAMOFF a proposé de reprendre les études des éluvions à la périphérie de la zone exploitée. Mais les travaux n'ont pas été exécutés.
- 1962 - JP. WOLFF et son équipe dans le cadre de la Mission stratégique - BANGUI, effectuent une étude de surface afin d'établir une réserve de minerai de fer destinée à alimenter une petite usine métallurgique locale. Cette étude est accompagnée par une esquisse géologique de la région.
- 1963 - La Direction des Mines et de la Géologie (DMG) fait exécuter une série de travaux miniers en surface : 31 puits, 15 tranchées afin de délimiter les lentilles de minerai de fer.

- 1964 - Quatre forages allant jusqu'à 30 m de profondeur sont effectués sur les lentilles de minerai de fer.
- 1972 - L'équipe d'Aurel APOSTOLOU, dans le cadre de la Mission Roumaine a établi une étude de faisabilité pour l'exploitation des minerais de fer et l'implantation d'une usine métallurgique. Cette étude est accompagnée par une carte au 1/1000 du secteur, introuvable en ce moment.
- 1984 - Des analyses faites par J.L. POIDEVIN conduisent cet auteur à confirmer les natures komatiitique et tholéitique des roches vertes de BOGOIN. Il a dosé l'or dans les roches vertes de BOGOIN.
- 1986 - M. CORNACCHIA et L. GIORGI montrent que la greenstone-belt de BOGOIN est un petit tronçon d'une ceinture beaucoup plus vaste : la greenstone belt de Bogoin-Boali.

### **III. MINERALISATIONS PRIMAIRES**

Nous n'aborderons dans cette partie que la minéralisation en or qui est le sujet du présent travail.

#### **A/ Gîtologie**

La minéralisation primaire est spatialement liée aux roches vertes et aux filons qui les traversent : l'or se rencontre dans les alluvions, dans la latérite, dans les roches vertes et dans les filons de quartz qui traversent ces dernières formations.



### 1) L'or dans les roches vertes

Comme nous l'avons dit plus haut, après l'exploitation alluvionnaire et éluvionnaire, P. ROUX a procédé à un essai d'exploitation de la roche verte avec les filons de quartz.

Nous aborderons plus bas l'exploitabilité de cette roche

Pour notre part, nous n'avons pas rencontré d'or natif dans les échantillons que nous avons prélevés dans les roches vertes saines. Les parties altérées au contact des filons de quartz (les épontes) ont donné à l'analyse en roche totale des anomalies moins forte en Au que les quartz (tableau 21). Ici non plus, nous n'avons pas eu la chance de rencontrer de l'or natif libre.

Cela nous a poussé à chercher ce métal au voisinage des sulfures ou à le doser dans ces minéraux, à supposer qu'il s'y trouve inclus ou incorporé dans les sites cristallins, comme cela a été avancé par les auteurs antérieurs.

Il est très important de noter que toutes les roches ont été prélevées en surface, dans des niveaux très altérés et où la présence des sulfures est exceptionnelle. Ils sont oxydés ou totalement lessivés.

L'échantillon F32 prélevé au contact ouest des itabirites, donc loin des zones de minéralisation en Or (voir carte), est le seul où nous ayons noté la présence des sulfures. L'étude de ces minéraux ne pourra pas, par conséquent, aboutir à une conclusion probante sur l'origine de l'or filonien, alluvionnaire ou éluvionnaire. Elle permet néanmoins d'apprécier les teneurs en Or de ces minéraux dans les roches vertes.

Les sulfures ont été analysés à la microsonde CAMEBAX, Fontainebleau, en même temps que l'or natif éluvionnaire et filonien. Les résultats sont reportés dans le tableau 18.

### Description microscopique

Les silicates de la roche F32 (contact itabirite-roche verte, NW du secteur) ayant été déjà étudiés, nous décrirons brièvement les sulfures, qui sont localisés dans les lits de quartzites et que nous n'avons rencontré nulle part ailleurs dans les roches vertes.

#### - La pyrite :

La pyrite est souvent xénomorphe. elle est associée à la chalcoppyrite, à la covellite, à la bornite, à l'hématite et au quartz. Elle corrode les amphiboles ou forme une couronne autour des cristaux automorphes (fig. 98).

On distingue deux générations de pyrite : une pyrite automorphe et une pyrite xénomorphe tardive qui enrobe la première (fig. 98). Elle envahit l'amphibole (fig. 99). Elle est souvent oxydée ou est corrodée par du quartz (fig. 99).

#### - La chalcoppyrite :

La chalcoppyrite est souvent xénomorphe, altérée. elle constitue la partie intérieure de la couronne que forme la pyrite autour des amphiboles (fig. 98).

Dans la pyrite où elle se rencontre souvent en inclusion, elle est toujours entourée d'une auréole de covellite ou de bornite qui est corrodée par l'hématite.

#### - La covellite :

Elle est fréquente, associée à de la chalcoppyrite. Mais parfois, ce dernier minéral est totalement transformé en covellite.

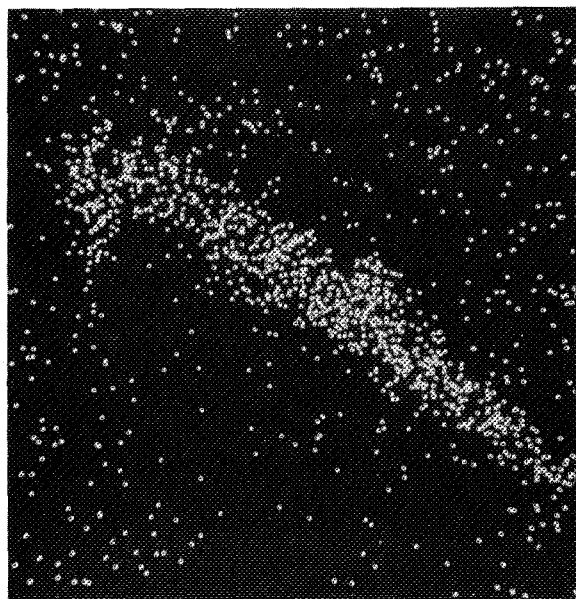
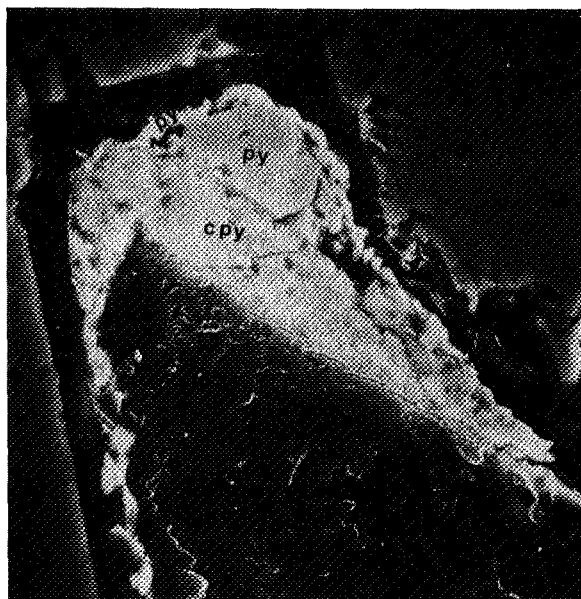
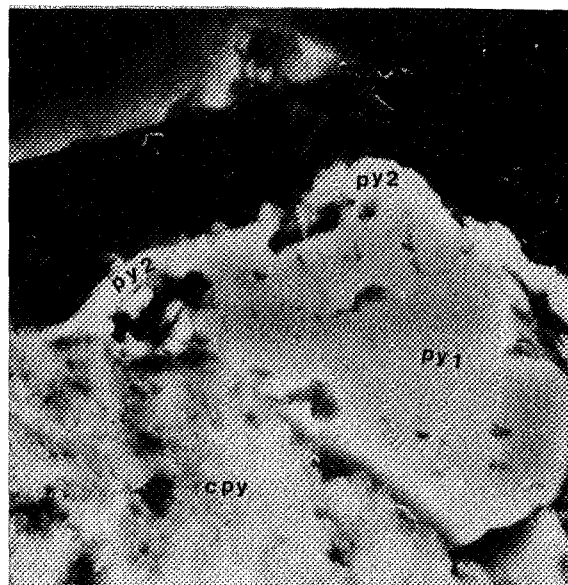
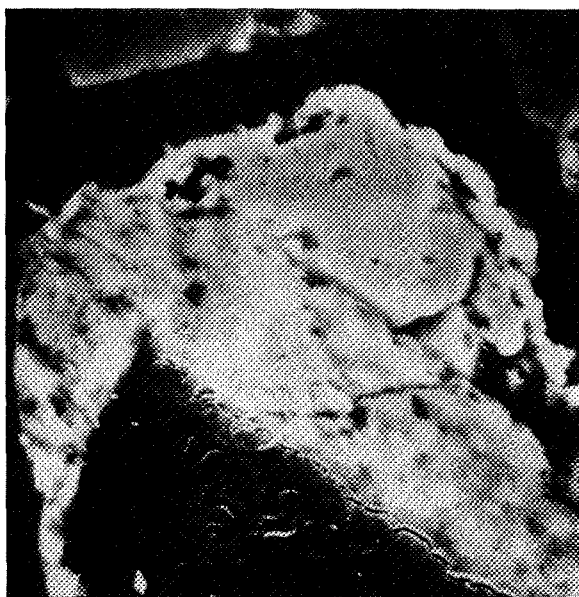


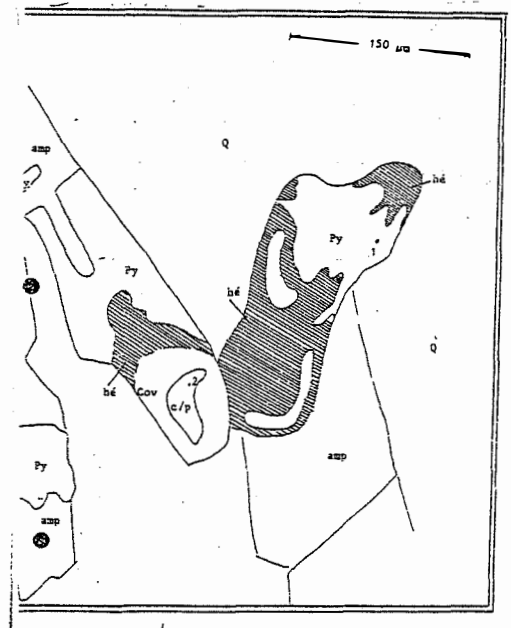
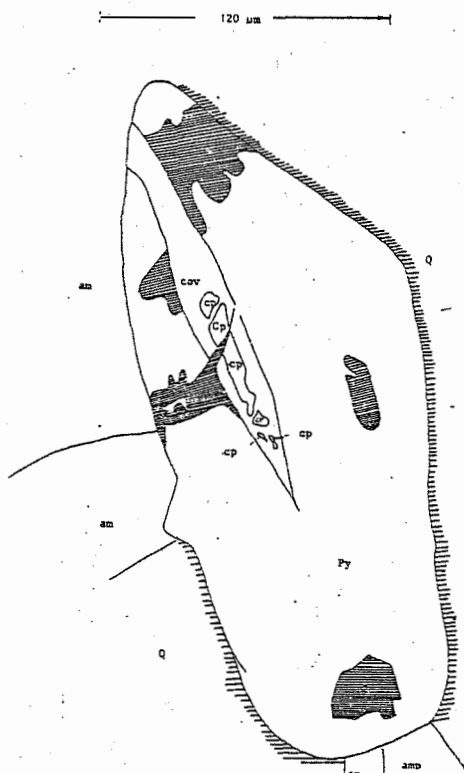
Fig. 98 : 1-2

Amphibole avec deux générations de pyrite à ses bordures et de la chalcopyrite dans l'échantillon F32. Cette chalcopyrite a une teneur anormale en Co et Ni.

3-4

Les zones les plus sombres de la pyrite de première génération et automorphe ont une concentration en Ni plus importante (voir tabl.18).

Les grossissements respectifs sont : x1700 et x3000.



**Fig. 99** : Les différents aspects des sulfures dans les roches vertes.  
Ech. F32 (fig. 26).

Etude chimique des sulfures

Numéro	37	44	45	49	39	40	42	43	47
Minéral	PY	PY	PY	CP	CP	CP	CP	COV	COV
Texture	x.	x.	x.	x.	x.	x.	x.	x.	x.
Echant.	F32	F32	F32	F32	F32	F32	F32	F32	F32
CU		0.12		33.91	33.72	33.73	33.59	70.82	69.44
FE	45.68	45.79	45.65	29.07	29.78	26.69	29.90	3.02	1.27
CO	0.12	0.16	0.14	0.06	0.04	0.06	0.07		
NI		0.19	0.13						
PB	0.30	0.49	0.49		0.41	0.35	0.36	0.31	0.36
S.	53.29	53.40	53.25	34.91	34.83	35.15	35.46	24.77	28.11
<u>TOTAL</u>	99.39	100.15	99.66	97.95	98.78	95.98	99.38	98.92	98.18

Tableau 18 : analyses à la microsonde CAMEBAX (Fontainebleau) des sulfures dans la roche verte.

La microsonde n'est pas un très bon outil pour rechercher l'or en trace, car on ne peut guère espérer descendre plus bas qu'un seuil de détection de l'ordre de 150 à 200 ppm (P. PICOT et E. MARCOUX, 1987).

Les analyses effectuées sur les sulfures sont reportées dans le tableau 18. Nous n'avons retenu que les valeurs significatives des traces. Au, Ag, Bi, As n'ont jamais été décelées d'une façon significative, mais il faut préciser que le temps de comptage utilisé était de 10 secondes.

Nous notons que Co présente des valeurs plus significatives que celles de Ni dans la pyrite. Le rapport Co/Ni y est voisin de 1. La chalcoppyrite est caractérisée par la présence de Co et par l'absence de Ni. Le plomb a une valeur significative presque constante dans tous les minéraux.

La pyrite automorphe de première génération, étudiée au microscope électronique à balayage (M.E.B.) montre une zonation : une zone sombre, riche en Ni et une zone claire appauvrie en cet élément (fig. 98).

La chalcopryite montre également une zonation en Co et en Ni à l'étude au M.E.B.

## 2) L'or des filons de quartz

La minéralisation filonienne est la plus importante. Le champ filonien aurifère connu est celui de la carrière (fig. 100).

### a) Etude structurale du champ filonien

C'est un réseau de type stockwerk constitué de filons centimétriques couvrant une bande d'une largeur d'au moins 50 m et d'une longueur connue de 250 m (ph.2, pl.V).

Ce stockwerk qui traverse les roches vertes de direction N0-N20 est sub-vertical et est concordant avec la foliation principale des roches vertes (fig. 101 a et c). Il se poursuit au Sud par des filons quartzeux de puissance métrique encaissés dans les grès quartziques protérozoïques qui couvrent en discordance les roches vertes sur au moins 500 m (fig. 100).

Des failles est-ouest, pentées Sud ( $40^{\circ}$ - $55^{\circ}$ ) ou parfois sub-verticales (fig. 101b, 102 et ph.3, pl.V), sont sécantes à la direction générale de la foliation principale des roches vertes ou à celle du stockwerk. Ce sont des failles de cisaillement qui plissent la foliation principale (fig. 102). Ces failles sont rarement remplies de quartz.

Les deux familles de failles ont provoqué des altérations des roches vertes que nous étudierons plus bas.

### b) Etude de la texture du quartz minéralisé

Dans les filons de quartz, nous avons distingué sur le terrain différentes variétés de quartz :

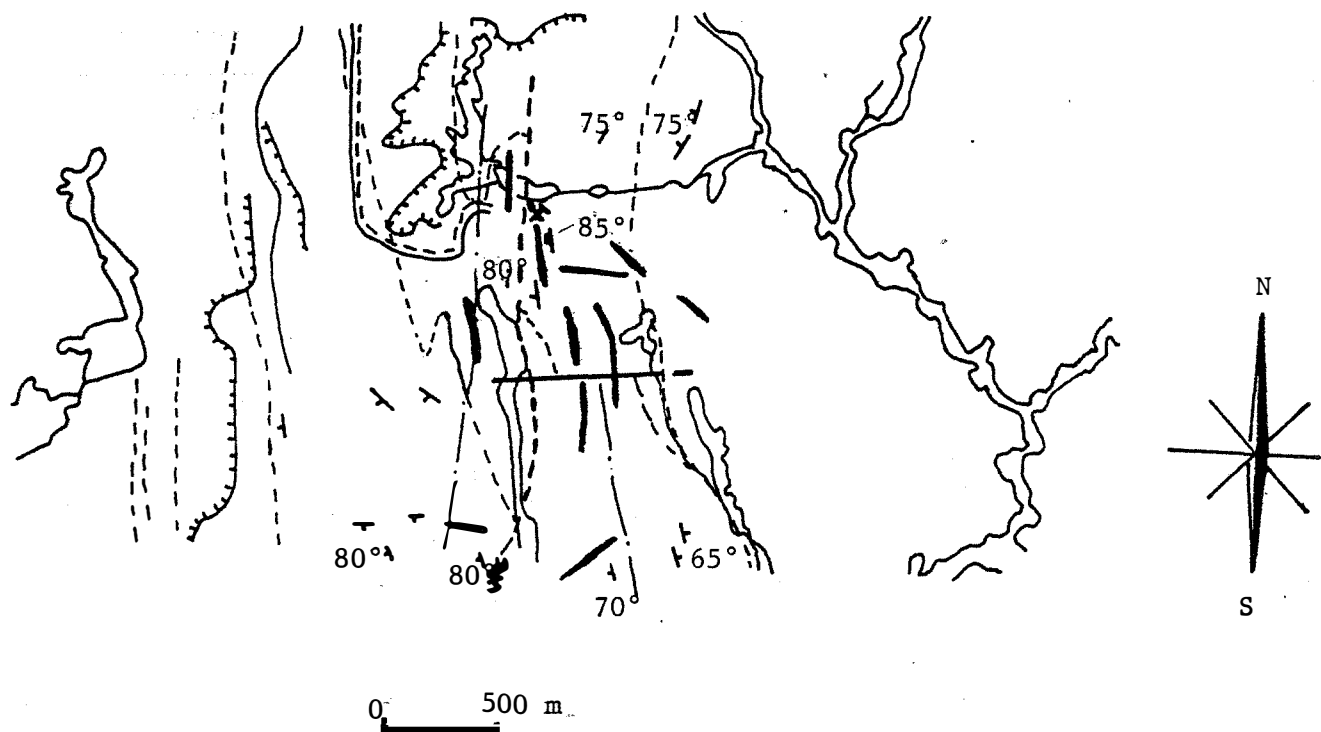


Fig. 100: Le champ filonien dans les environs de la minéralisation d'or.

- ⌋ filons de quartz
- ✕ carrière
- ↗ foliation principale
- ↘ pendage de filon.

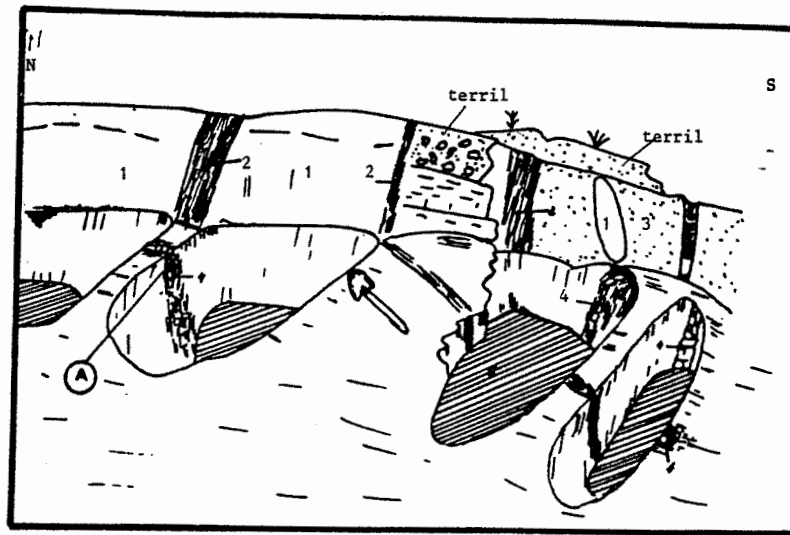
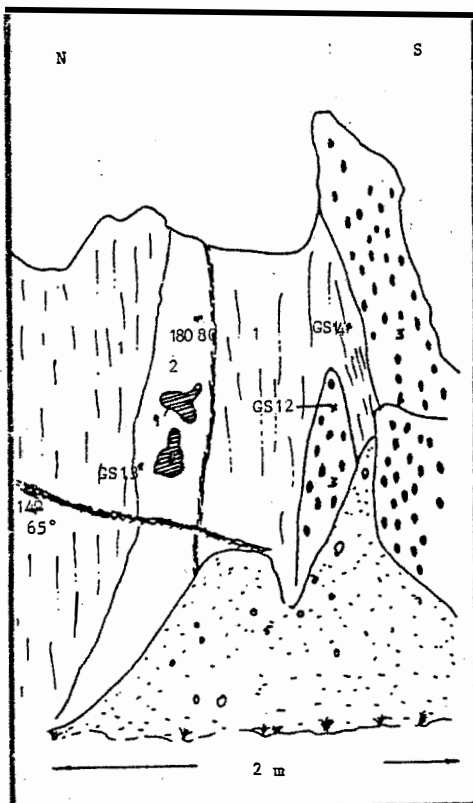
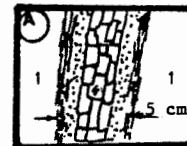


Fig. 101: a Front de taille : travaux miniers dans les roches vertes

- 1- roche verte massive
- 2- roche verte foliée
- 3- roche verte très altérée
- 4- filon de quartz
- 5- eau
- 6- terril
- 7- éponte riche en oxydes
- 8- affaissement partiel dû à l'altération supergène.



b - Front de taille : passage d'une faille Est-ouest.

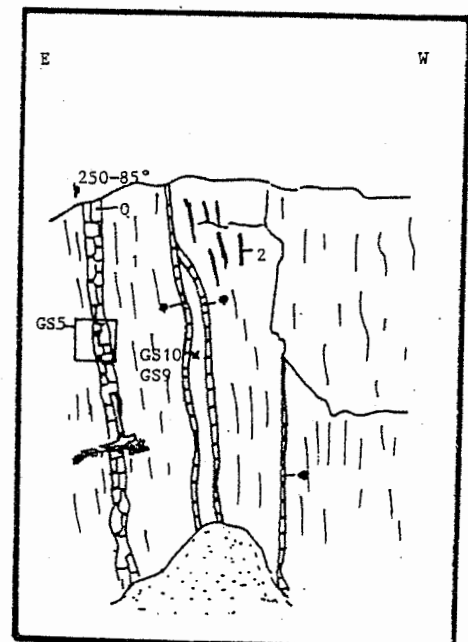
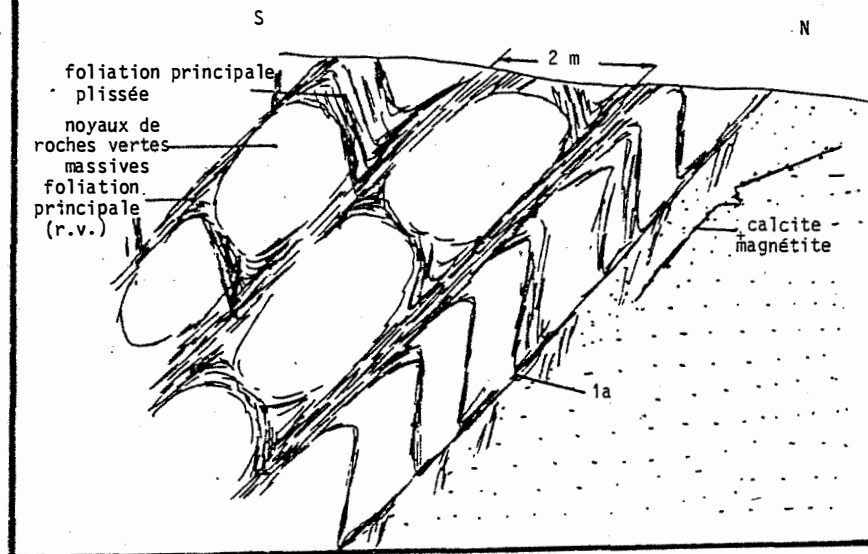


Fig. C: Front de taille.

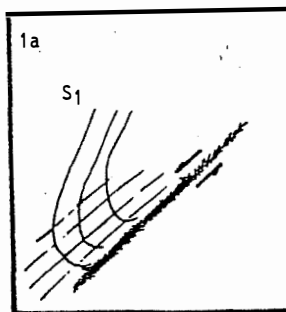
- 1- roches vertes
- 2- oxydes de Mn



Fig.102: Extrémité Sud de la carrière  
failles de cisaillement à jeu normal pentées  $\approx 45^\circ$ S.



Schistosité de  
fracture tardive,  
liée aux failles  
E-W.



- du quartz laiteux,
- du quartz blanc translucide
- du quartz beige luisant
- du quartz gris à noir.

L'étude à la loupe binoculaire permet de n'en distinguer que deux :

- le quartz blanc translucide qui est tardif, automorphe et corrode l'autre type de quartz, la tourmaline ou les sulfures. Il est pur et possède exclusivement des inclusions de sulfures, de tourmaline ou d'oxydes. Il forme des îlots, dans la masse laiteuse, ocre ou noir.
- le quartz non translucide : brun, laiteux ou noir. Ces couleurs sont fonction de l'abondance d'oxydes de fer (ocre) ou de sulfures et de tourmaline (noir) (fig. 103). Le quartz non translucide est riche en enclaves de mica-schistes.

L'étude d'esquilles de quartz au MEB a permis d'observer des structures de croissance et la réorganisation du réseau de ses cavités (fig. 104).

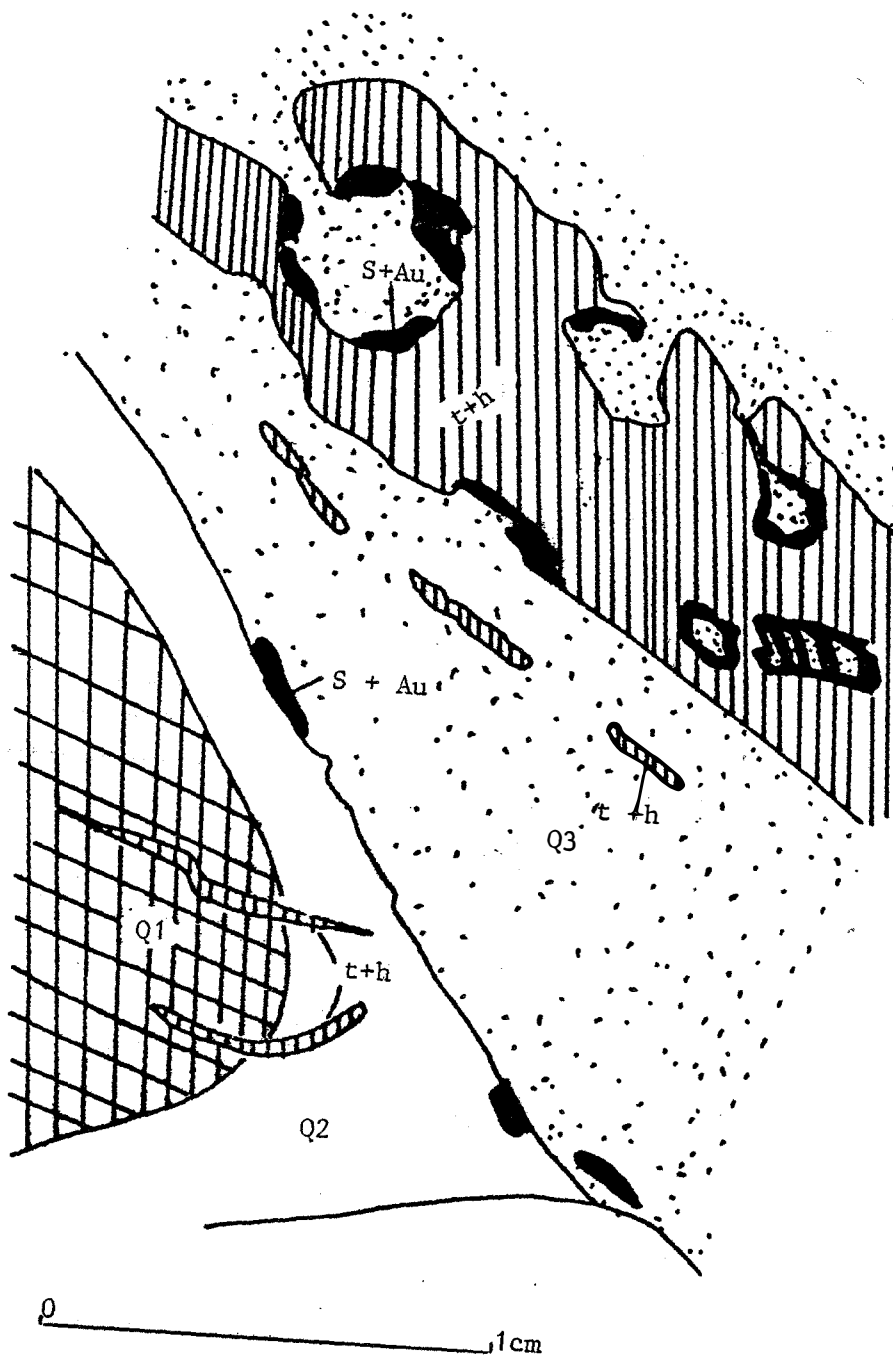
### c) Etude microscopique

Cette étude a porté aussi bien sur le quartz de la carrière que sur celui du filon de quartz dans les grès quartziques.

#### α) Texture

##### Les filons de la carrière :

La pyrite, la chalcopryrite, la covellite et la bornite présentent les mêmes caractéristiques que dans les roches vertes. Il en est de même pour les relations entre elles.



**Fig.103:** Les relations entre les différents quartz du filon aurifère de la carrière. (GS 6, plan de la carrière)

- Q1 - quartz ocre
- Q2 - quartz blanc laiteux et compact
- Q3 - quartz blanc translucide et saccharoïde
- S + Au - Sulfures et or
- t+h - tourmaline , hématite et magnétite.

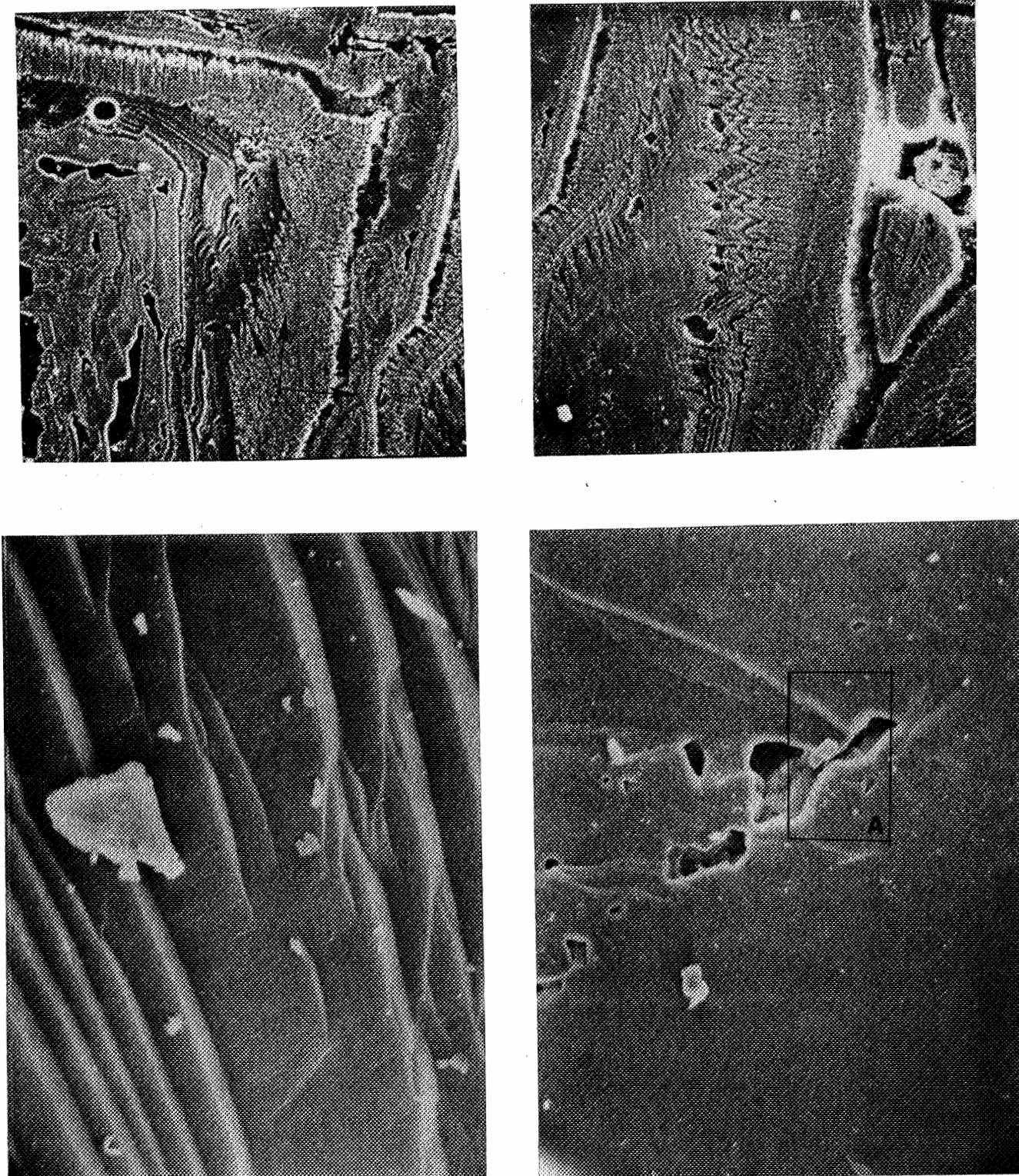


Fig. 104 : Les différents modes de croissance du quartz filonien. Etude d'une esquille de quartz au M.E.B.

- a- Noter la fracutration tardive, oblique et sécante aux deux premières.
- b- La croissance en dents de scie.
- c- Détail d'une croissance.
- d- Réorganisation du réseau des cavités dans du quartz filonien et aurifère : étranglement par le jeu d'une croissance cristalline.

Elles sont moins abondantes et sont en général oxydées.

Le mispickel est rare et est surtout associé à l'or natif (fig. 105 et ph.4,5 pl.V).

On rencontre surtout la marcasite qui tapisse les parois des fissures (ph.6,7 pl.V).

Le mispickel est sub-automorphe et comporte souvent une frange de chalcopryrite qui le corrode parfois profondément (fig. 105).

L'or est automorphe et occupe les interstices laissés par le mispickel (ph.4,5, pl.V). Il moule parfois la bordure de cristaux automorphes de mispickel.

Nous n'avons pu observer une relation entre l'or et la chalcopryrite.

#### Les filons dans les grès quartziques :

La pyrrhotite et les oxydes de fer prédominent. La pyrrhotite est corrodée par la magnétite qui, elle, est bordée par l'hématite.

La chalcopryrite, très rare, se rencontre saine, xénomorphe dans des filonnets de quartz qui traversent le champ de la pyrrhotite.

Nous n'avons pu étudier au microscope le mispickel rencontré sur le terrain.

#### β) Composition minéralogique

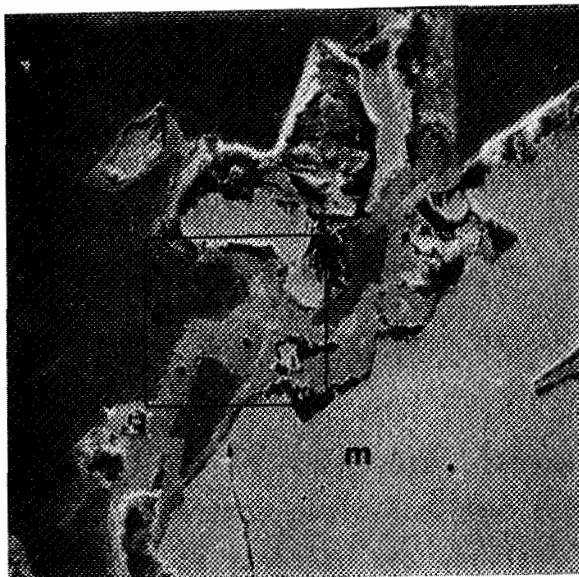
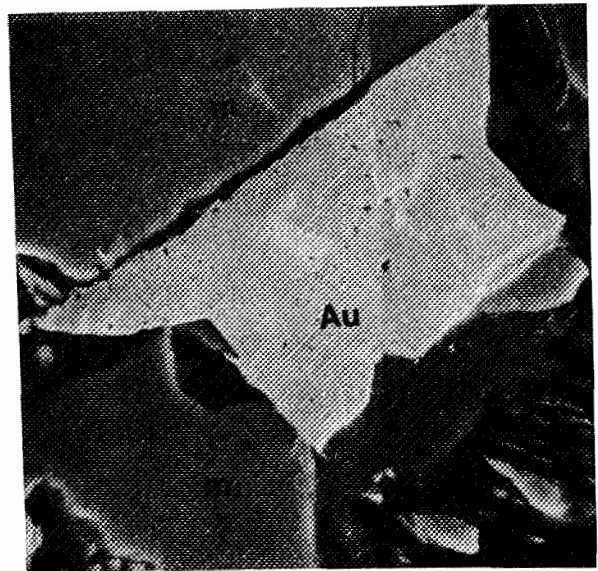
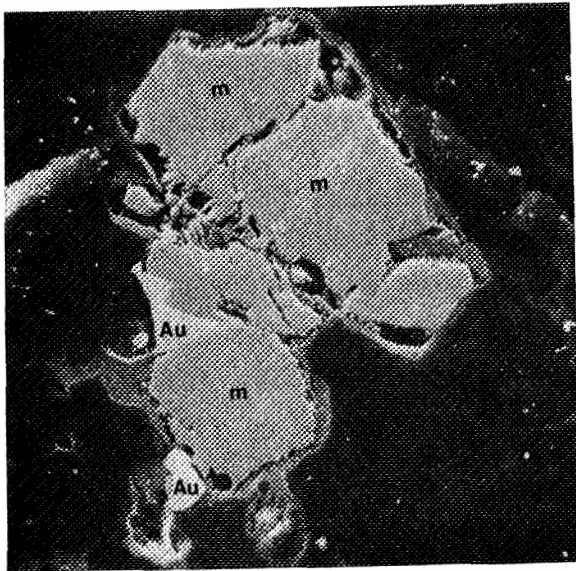
Les associations minérales rencontrées sont les suivantes :

##### A la carrière :

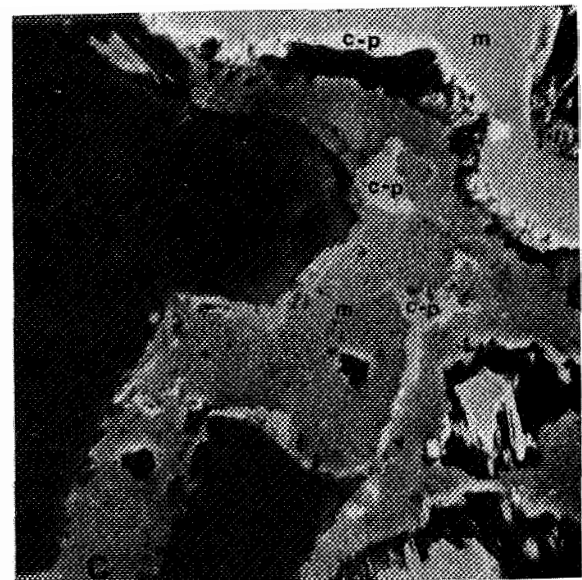
pyrite, marcasite, melnikovite, chalcopryrite, mispickel, or, pyrrhotite, covellite, hématite, magnétite, tourmaline.

##### Dans les filons de grès quartziques :

Pyrrhotite, mispickel, magnétite, hématite ; exceptionnellement de la chalcopryrite et de la covellite.



**A**



**mispickel + c-Pyrite**

Fig. 105 : Les principales associations minérales dans les filons de la carrière, Ech. CH10 (fig. Plan de la carrière).

a-b- or - mispickel

c-d- mispickel - calcopyrite.

### γ) Etude chimique des sulfures et de l'or

Comme précédemment, des analyses à la microsonde et au MEB ont permis de rechercher l'or en trace dans les sulfures et d'analyser l'or natif des filons (tableau 19). Les études à la microsonde n'ont été faites que sur les minéraux de filons de la carrière (éch. CH10, fig. 106).

#### L'or :

L'or renferme toujours une proportion d'argent voisine de 9 %. L'analyse montre généralement une teneur en Fe significative (0,14-1,37 %). Le cuivre est exceptionnel.

L'analyse du coeur d'un cristal dans une fissure du mispickel montre une forte anomalie en As (0,98 %), en Fe (1,37 %) et en S (0,38 %). La proportion en Ag laisse supposer que cet or s'exprime au cours du stade intermédiaire de la minéralisation filonienne et que ni l'or pur d'expression précoce, ni l'or très argentifère de stades tardifs n'ont été observés (PICOT P. et MARCOUX E., 1987).

#### Le mispickel :

Les concentrations des éléments dosés dans le mispickel à l'exception de As qui pose un problème analytique montrent que ce minéral est assez homogène. Les analyses aux bordures et au coeur des cristaux ne montrent pas de variation.

### ξ) Chronologie

A l'issue de cette étude microscopique, nous proposons la chronologie suivante (tableau 20):

- quartz I
- circulation d'un liquide silicaté riche en B, S et Au
- dépôt de tourmaline dans les fissures du quartz I
- dépôt de sulfures : pyrrhotite, pyrite, mispickel, chalcopyrite

numéro 7.	8.	9.	10	11	12	13	14
minéral AS	AS	OR	OR	AS	AS	AS	AS
texture C.	C.	B.	B.	B.	C.	C.	C.
échant. CH10	CH10	CH10	CH10	CH10	CH10	CH10	CH10
AU		88.56	88.08				
BI							
CU							
FE	33.78	32.51	0.3	33.06	33.44	33.98	33.73
CO	0.28	0.57		0.31	0.23	0.24	0.23
NI	0.04	0.34		0.06	0.07	0.03	0.02
AG		9.47	9.22				
PB	0.34	0.34		0.44	0.32	0.42	0.31
S.	20.13	18.93		19.72	19.83	20.25	20.42
AS	40.43	41.75		40.49	40.72	40.	39.87
total	95.	94.44	98.03	97.6	94.08	94.61	94.92

numéro 15	16	2.	3.	4.	5.	6.
minéral OR	OR	OR	AS	AS	AS	OR
texture C.	B.	C.	C.	C.	B.	C.
échant. CH10	CH10	CH10	CH10	CH10	CH10	CH10
AU	89.08	88.27	88.31			86.45
BI						
CU		0.04				
FE	0.14	0.18	0.46	33.45	33.26	33.68
CO				0.35	0.25	0.23
NI				0.07		0.02
AG	9.04	9.36	9.34			9.22
PB			0.3	0.44	0.44	
S.			19.83	20.5	20.22	0.38
AS			40.94	40.12	39.96	0.98
total	98.26	97.81	98.15	94.94	94.57	94.55

Tableau 19 : analyses d'or et de sulfures d'un filon de quartz A:/AU2 04-02-88  
Ech. CH10



- dépôt de l'or et destabilisation de pyrrhotite en marcasite et melnicovite
- dépôt de quartz II
- processus d'altération et d'oxydation.

Ainsi, après le quartz I, le dépôt de la tourmaline et celui de la pyrrhotite sont plus ou moins synchrones.

Le dépôt du mispickel et celui de la pyrite sont postérieurs à celui de la pyrrhotite. Vient ensuite la chalcopryrite.

La pyrrhotite s'est destabilisée en marcasite et en melnicovite. Cette destabilisation correspondrait à la libération de l'or.

- 1) La marcasite et la melnicovite se sont transformées en magnétite et hématite.
- 2) La chalcopryrite s'est altérée en covellite et en bornite.

Le quartz II, translucide et saccharoïde, s'est déposé après un épisode de fracturation du quartz I. D'après les observations, ce quartz est dépourvu de sulfures et d'or.

Une altération tardive a transformé les sulfures de fer en magnétite et hématite et la chalcopryrite en covellite et bornite.

## B/ Altérations

Les dosages d'or en roches totales dans les roches vertes, sujet du prochain paragraphe, a montré que la minéralisation est aussi liée aux altérations hydrothermale et supergène (latérisation).

### a) Altération supergène :

De l'altération supergène des roches vertes, les minéraux suivants se sont formés : argiles (boehmite, nacrite, halloysite, kaolinite s.s.), magnétite, hématite.

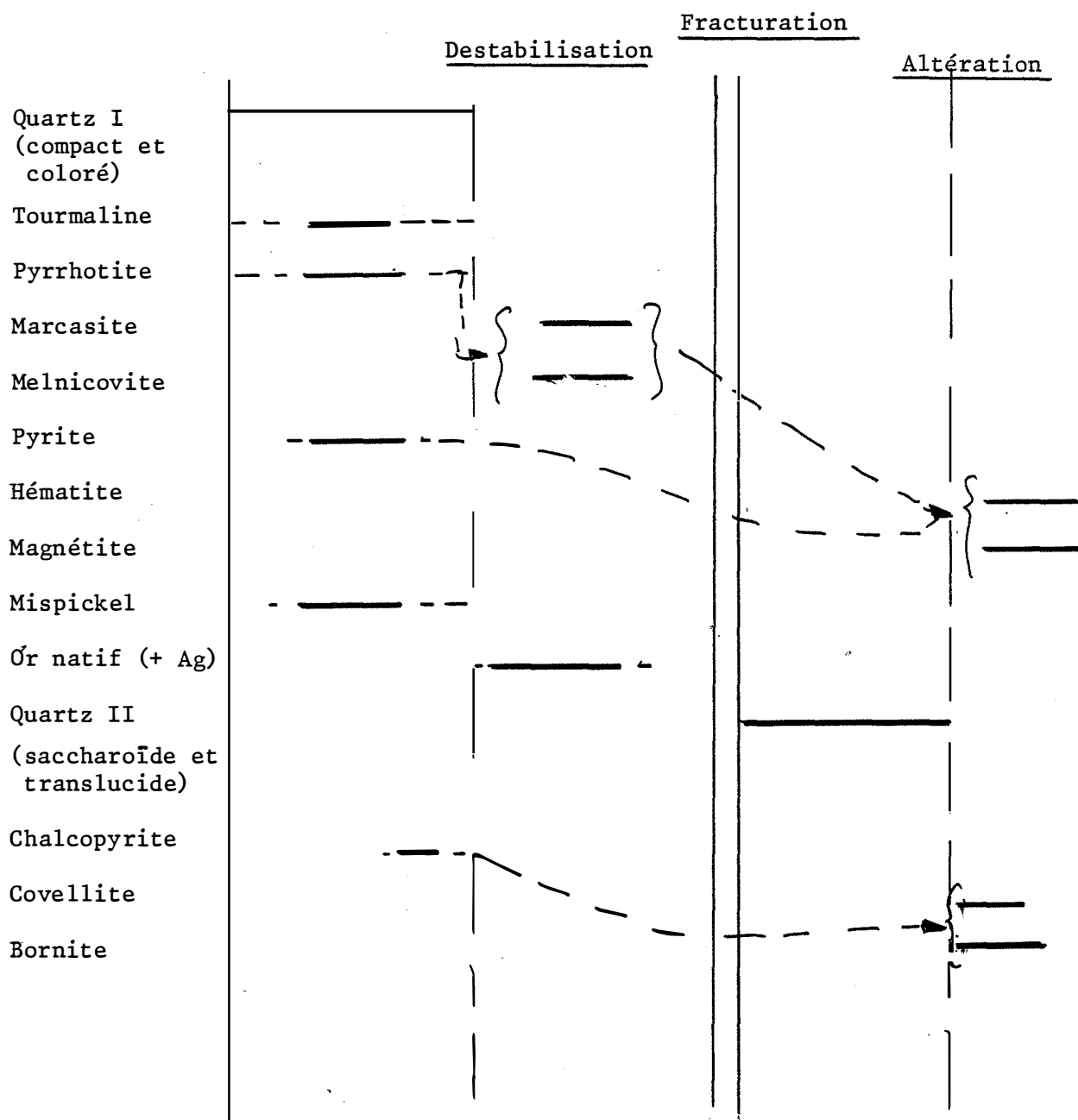


Tableau 20. Succession proposée d'après les relations chronologiques observées au microscope.

b) Altération hydrothermale :

Les minéraux résultant d'une altération hydrothermale sont les suivants : chlorite, muscovite (et séricite), talc, calcite, magnésite, ankérite, serpentine. La tourmaline présente confirme une action hydrothermale.

Ces minéraux se rencontrent aussi bien aux épontes des filonnets N-S que dans les fractures E-W. Mais la muscovite en grands cristaux est plus abondante le long des fractures E-W.

c/ Teneurs en or des différents termes de la série lithologique

Un premier travail a été effectué par l'équipe LEPPERT (1962) et a permis d'établir un plan de la carrière avec les courbes d'isoteneur en or.

Cette étude n'ayant pas été sélective et ne touchant pas les autres formations, nous avons, pour notre part, procédé au dosage de l'or en infratrace dans les différentes formations environnant la carrière.

Ces dosages ont été effectués par absorption atomique pour une part (10 analyses) au Laboratoire CALEB BRETT Laboratories Limited en ANGLETERRE, et le reste au Laboratoire du BRGM à ORLEANS (FRANCE) par nous-mêmes.

Les résultats de ces dosages sont reportés dans les tableaux 21, 22, 23, 24.

a) La carrière :

La localisation des échantillons analysés se trouve sur la figure 106 (plan de la carrière).

N° LABO	N° ECHANTILLONS	NATURE ECHANTILLONS	TENEUR	OBSERVATIONS
1	C 1	a-schiste alt. latéritisé	204 ppb	
2	C 2	"	274 "	
3	C 3	Quartz fumé massif	780 "	
4	C 4	a-schiste alt. latéritisé	27 "	
5	C 5	Qz saccharoïde fumé	450 "	
6	C 6	petit filon (Qz + éponte)	2,26 ppm	
7	C 7	éponte	80 ppb	
8	C 8	a-schiste alt. latéritisé	50 ppb	
9	C 9	Qz fumé, gros et massif	2,1 ppm	
10	C 10	a-schiste altéré	800 ppb	
11	C 11	Qz. gros filon	335 "	
12	C 12	Qz	4,3 ppm	
13	C 13	éponte	1,4 "	
14	C 14	éponte	900 ppb	
15	C 15	Qz blanc	20 ppb	
16	C 16		73 "	
17	C 17	Petit quartz	55 "	
18	C 18	Gros quartz fumé	302 "	
19	C 19	gros quartz	19 "	
20	C 20		128 "	
21	C 21	Petit filon de Qz fumé	12,7 ppm	
22	C 22	" " "	7,7 ppm	
23	C 23	" " "	20 ppb	
24	C 24	" " "	150 ppb	
25	C 24 B	gros filon de Qz blanc	37 ppb	
26	C 25	gros filon de Qz blanc	103 ppb	
27	C 26	petit filon de Qz fumé	3,6 ppm	
28	C 27	gros filon de Qz fumé	9 ppm	
29	C 28	petit filon de Qz fumé	1,9 ppm	
30	C 29	gros filon de Qz fissuré	252 ppm	
31	C 30	gros filon de Qz	30 "	
32	C 31	gros filon de Qz	67 "	
33	C 32	petit filon de Qz blanc	3 ppb	
34	C 32 J	petit filon de Qz fumé	102 ppm	
35	C 33	"	26 ppm	
36	C 36	a-schiste non latéritisé	350 ppb	

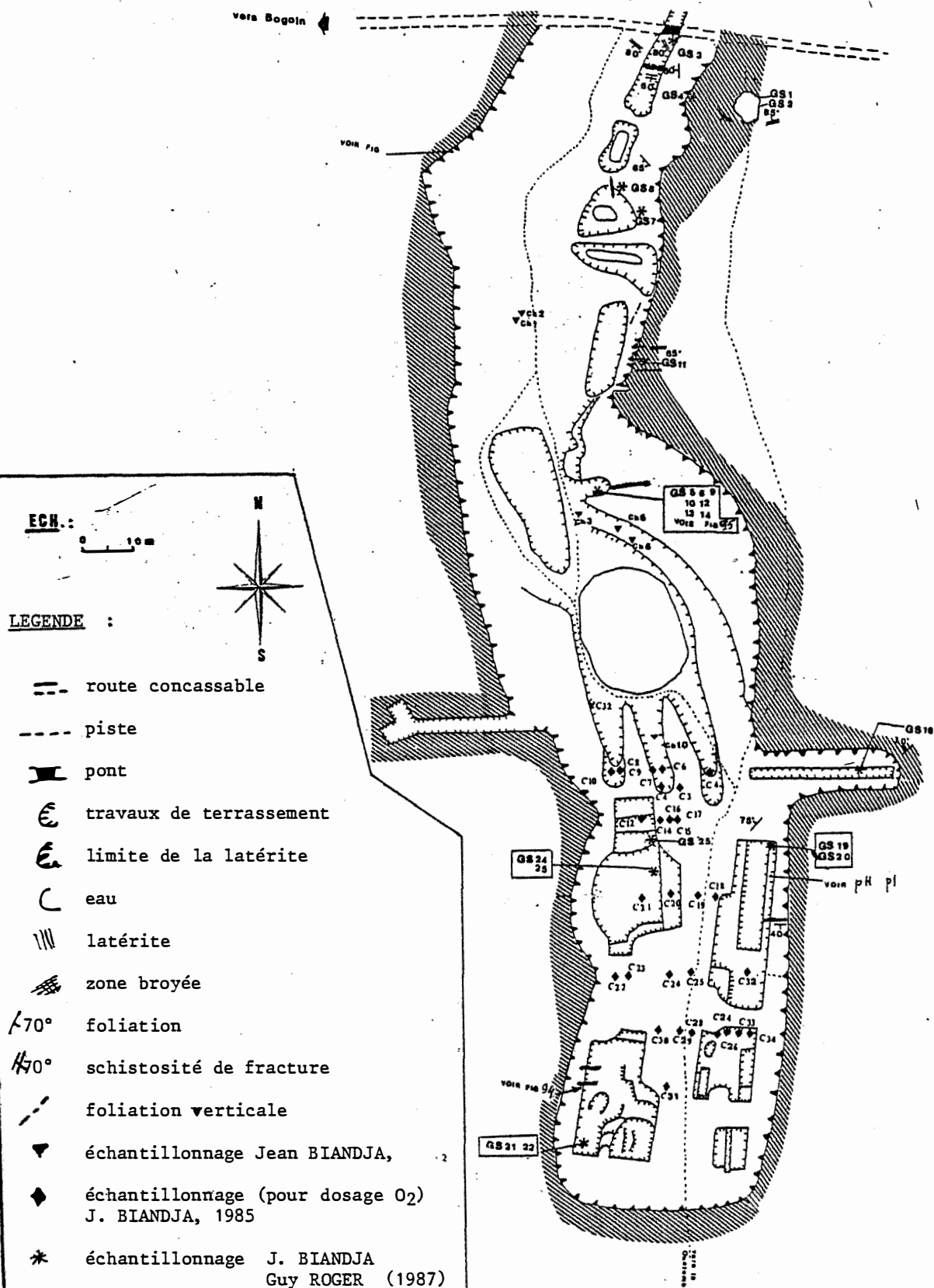
Tabl. 21 Résultats du dosage d'or en trace et infratrace sur les échantillons du champ filonien de BOGOIN par spectrométrie d'absorption atomique. (BRGM, J. BIANDJA)  
Plan de la carrière - a- amphibolite / Qz- quartz

Fig. 106 : Plan de la carrière de BOGOIN.

LEVES: J. BIANDEJA

1984 et 1985

J. BIANDEJA ET G. ROGER 1987



N ech	teneur ppm
1	0.204
2	0.274
3	0.780
4	0.027
5	0.450
6	2.280
7	0.080
8	0.080
9	2.1
10	0.8
11	10.3
12	4.3
13	1.4
14	0.9
15	0.02
16	0.073
17	0.06
18	0.302
19	0.019
20	0.128
21	12.7
22	7.7
23	0.02
24	0.180
25	0.103
26	3.6
27	9
28	1.8
29	28.2
30	30.
31	67
32	0.003
33	28
34	0.35
35	10.2
245	0.037
1	
2	0.038
3	
4	0.208
5	
6	0.041

Les résultats du dosages (tableau 21) montrent une forte minéralisation dans le quartz fumé et très fissuré, qu'il s'agisse de filonnets ou de filons plus larges.

Les teneurs dans le quartz blanc translucide sont plus faibles. On peut comparer les teneurs dans ces deux types de quartz provenant d'un même échantillon, par exemple :

C32J (102 ppm) et C32 (3 ppb)

C29 (252 ppm) et C28 (1,9 ppm).

Les amphibolites prélevées aux épontes des filons de quartz sur une distance décimétrique montrent parfois des teneurs anormales qui atteignent 1,4 ppm.

### Conclusion

- 1- Les roches vertes altérées au contact des filons renferment également des teneurs anormales en or.
- 2- Les filons de quartz fumé et fracturé sont plus riches que les filons de quartz saccharoïdes et translucides.

### b) Les différentes formations de la série lithologique

#### - les roches vertes :

N° LABO	N° ECHANTILLONS	TENEUR
59	BG 01	5 ppb
60	BG 05	6 ppb
61	BG 04	4 ppb
62	BG 05	5 ppb
63	BG 07	5 ppb
64	BG 08	6 ppb
65	BG 09	7 ppb
66	BG 10	42 ppb
67	BG 11	33 ppb
68		
69	BG 12	33 ppb
70	BG 14	32 ppb
71	BG 32	30 ppb
72	BG 33	30 ppb

**Tableau 22:** Dosage de l'or dans les roches vertes par absorption atomique (CALEB et J. BIANDJA)

D'après ce tableau, une partie des roches vertes présente des anomalies en or relativement fortes, pouvant aller jusqu'à 42ppb.

Les roches les plus riches en MgO (BG10, 11, 12, 14, 32, 33) sont plus minéralisées que les roches plus ferrifères (BG1, 05, 8, 9) (fig. 107).

Les filons de quartz qui traversent les roches saines au SW de la carrière (éch. BG02,03) (fig. 26) ne sont pas minéralisés.

- Les granitoïdes :

Nous n'avons fait doser qu'un seul échantillon par absorption atomique (CALEB) qui donne une teneur inférieure à 20 ppb.

- Les grès quartziques protérozoïques :

Le grès quartzique protérozoïque n'est pas minéralisé. Il en est de même des filons de quartz qui le traversent. Toutefois, ponctuellement, là où ce filon est riche en mispickel, en pyrrhotite et en oxydes de fer, nous observons une forte anomalie : 800 ppb.

- Le gneiss fin :

Les dosages dans cette formation ne renferment pas d'anomalie significative (tableau 23).

N° LABO	N° ECHANTILLONS	TENEUR
43	BG 13	5
44	BG 15	5
45	BG 16	5
46	BG 20	7
47	BG 21	6
48	BG 21	5
49	BG22	7
50	BG 34	6
51	BG 36	8
52	BG 42	4

Tableau 23 : résultat du dosage de l'or dans le gneiss fin par absorption atomique (BRGM, J. BIANDEJA).

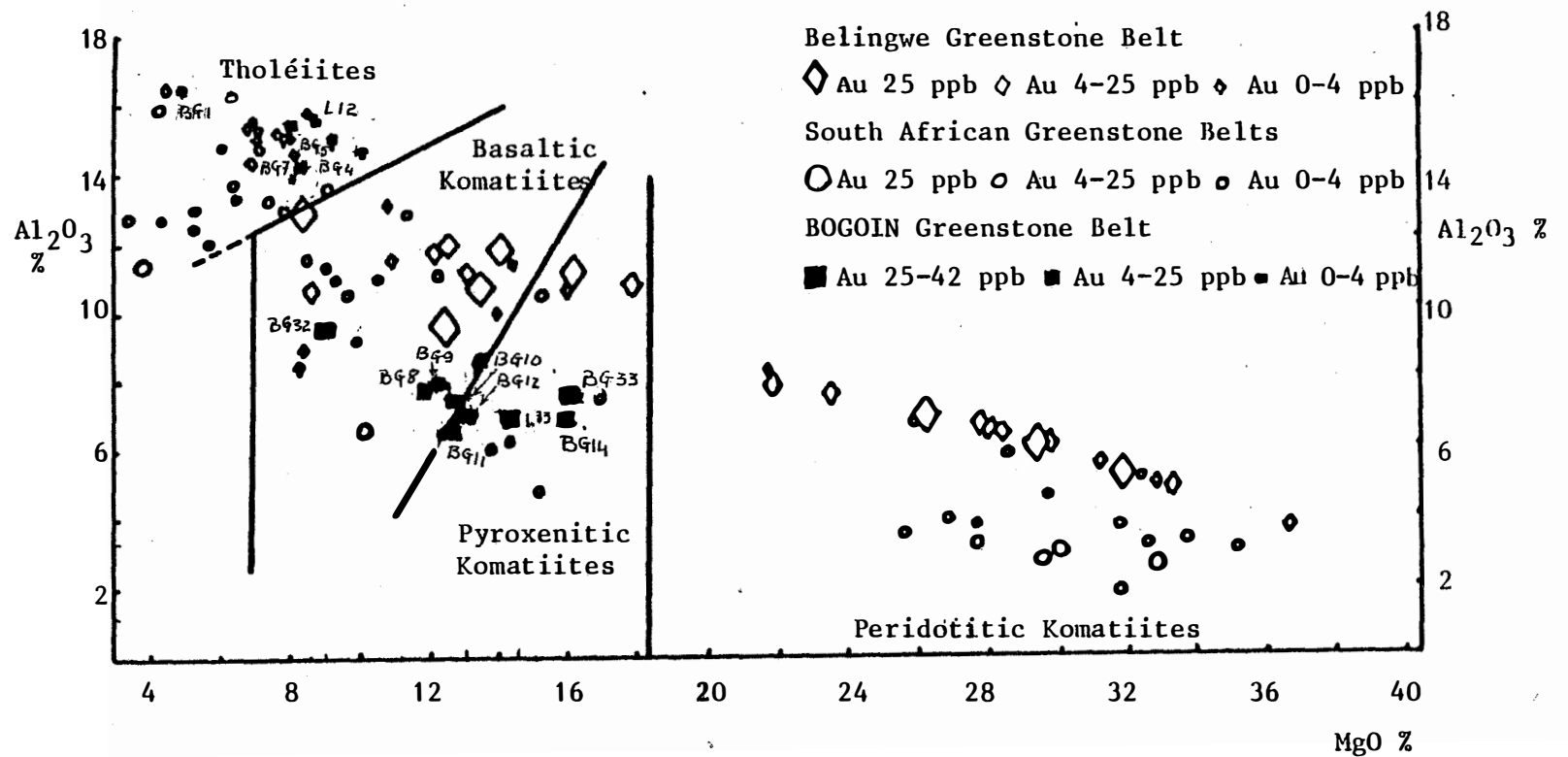


Fig. 107: diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$  -  $\text{MgO}$  de Saager et al, 1982.

Comme à BELINGWE (Rhodésie) et en Afrique du Sud, les roches pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ont les concentrations les plus élevées en Au.



- Les itabirites :

Les itabirites ne renferment pas non plus d'anomalies (tableau 24).

N° LABO	N° ECHANTILLONS	NATURE ECHANTILLONS	TENEUR (ppb)	OBSERVATIONS
53	Q 1	Quartzite ferrugineux rubané	4	
54	Q 2	"	0	
55	Q 3	"	0	
56	Q 4	"	8	
57	Q 5	"	7	
58	Q 6	"	8	
	SW 3*	"		
	MN 2*	Min. de fer massif		

Tableau 24 : Résultat du dosage de l'or dans les itabirites (fig. 26).

- La latérite :

La minéralisation de la latérite sera étudiée plus bas, dans le paragraphe consacré aux altérations supergènes.

c) Conclusion

A l'issue de cette étude de la minéralisation, nous notons que certaines roches vertes ont de plus fortes anomalies que d'autres formations sur lesquelles les analyses ont été effectuées.

Toutefois, les échantillons analysés proviennent tous de la zone de la carrière et les anomalies enregistrées ne peuvent pas être considérées comme une teneur de fond du secteur d'étude.

Quant à l'absence d'anomalies dans les autres formations (itabirites, gneiss fin et quartzite protérozoïque,) nous attirons l'attention sur le fait que seul un échantillonnage plus représentatif permettrait de mieux cerner le problème.

A l'état actuel, le problème de la source et des préconcentrations de l'or reste entier.

#### IV Concentration supergène

##### 1) L'or alluvionnaire

Les réserves alluvionnaires exploitées les premières sont épuisées depuis 1942. Seuls quelques rares orpailleurs isolés exploitent en ce moment dans le cours de la GBELE (carte).

L'or est libre, en pépite ou en paillettes. Il se rencontre avec l'illménite, magnétite, rutile etc.

##### 2) L'or dans la latérite

C'est dans ces éluvions que l'or a été le plus exploité. La latérite a été décrite dans la partie lithostratigraphique.

##### Description macroscopique de l'or :

L'or est, comme pour les alluvions, libre en pépite, sans forme géométrique précise, en poudre ou en paillette.

Les pépites moulent fréquemment des baguettes de tourmaline millimétriques (fig. 108).

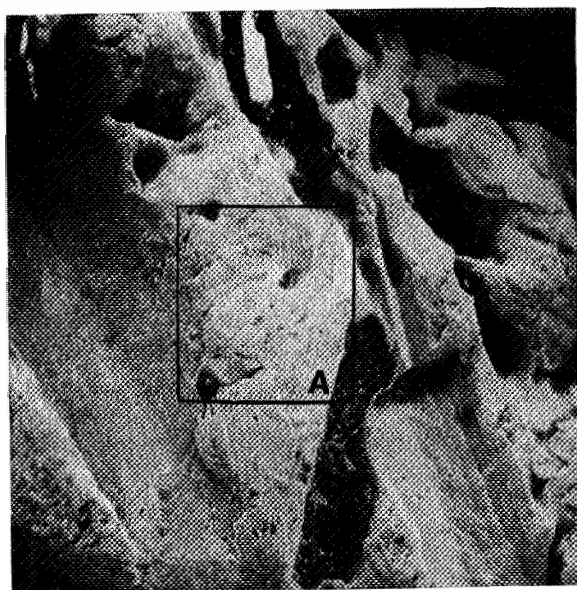
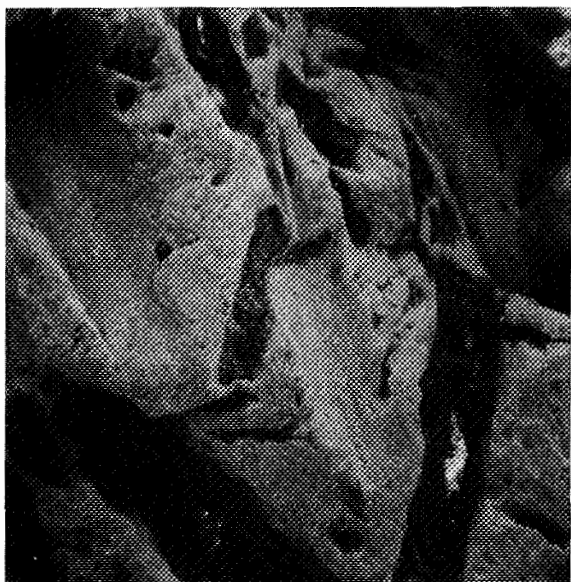
Il est associé, outre la tourmaline, à de l'illménite, du quartz, de la magnétite, du grenat et de l'argent natif.

Il occupe souvent des géodes dans des grains de quartz qui sont dans la plupart du temps entourés d'une argile oxydée, ocre et indurée.

##### Description microscopique :

Des grains d'or obtenus à la batée ont été induits dans du baume qui a été induré. Le tout a été poli.

L'étude au microscope métallographique a montré que l'or est très homogène et l'étude est très monotone.



**Fig. 108 :** 1-2

Vue partielle au M.E.B. d'une pépite d'or natif moulant des baguettes de tourmaline. Noter les empreintes laissées par les baguettes arrachées.

L'or est postérieur à la tourmaline et comble des vides aussi bien dans la gangue la contenant que dans la tourmaline.

3- Détail d'un grain d'or ( $x > 2000$ ).

numéro 20	21	22	23	24	25	26	27	
minéral OR	OR	OR	OR	OR	OR	OR	OR	
texture C.	C.	BD	BD	BD	C.	BD	BD	
échant. PP	PP	PP	PP	PP	PP	PP	PP	
AU	90.66	91.81	93.64	92.99	92.84	93.18	93.65	92.14
BI								
CU					0.21	0.23	0.02	
FE								
CO								
NI								
AG	6.54	6.38	6.37	6.76	6.26	5.99	6.19	6.44
PB								
S.								
AS								
total	97.2	98.19	100.01	99.75	99.31	99.4	99.86	98.58

numéro 28	29	30	31	32	33	35	
minéral OR	OR	OR	OR	OR	OR	OR	
texture C.	C.	C.	C.	BD	BD	C.	
échant. PP	PP	PP	PP	PP	PP	PP	
AU	92.9	85.81	85.79	85.46	85.48	100.	89.64
BI							
CU							
FE							0.14
CO							
NI							
AG	6.62	12.83	13.2	12.72	12.74	0.66	9.53
PB							
S.							
AS							
total	99.52	98.64	98.99	98.18	98.22	100.66	99.31

Tableau 25 : Analyses de l'or éluvionnaire A:/AU 04-02-88

### γ Chimisme de l'or :

L'or éluvionnaire préparé comme cela a été décrit, a été analysé à la microsonde CAMEBAX au Laboratoire de l'Ecole des Mines de PARIS à FONTAINEBLEAU.

Les résultats des analyses sont reportés dans le tableau 25

L'or est assez pur (Ag-6-13,2 %). Nous avons noté sur l'un des grains analysés une zonation en Ag (fig. 109) : en bordure, l'or est pratiquement pur (point 33, tableau 25), alors que plus au coeur la teneur en Ag est de % (point , tableau 25).

L'or contient en trace du cuivre (Cu : 0,02-0,23 %).

Le fer est exceptionnel (analyse 35).

## V. TYPOLOGIE ET HYPOTHESE GENETIQUE

### A/ Typologie

Tout au long de ce travail, nous avons mentionné des éléments qui nous autorisent à lier le champ filonien aurifères au granite et aux roches vertes, en particulier :

- 1- la direction des filons qui coïncide avec celle du réseau aplopegmatitique et quartzeux du contact NE roches vertes - granitoïdes,
- 2- la présence d'un stockwerk de tourmalinite au sein des filons de quartz.
- 3- Seuls les filons qui traversent les roches vertes ont des anomalies en or significatives.

L'étude structurale minéralogique et géochimique de la minéralisation et des filons de quartz montrent des affinités avec les zones de cisaillements aurifères ou "shear zone aurifère" décrites par M. BONNEMAISON (1986), M. BONNEMAISON et E. MARCOUX (1987).

Au L $\alpha$ 1

25 KV - 28nA

Ag L $\alpha$ 1

Bordure

Vers Coeur

Fig. 109: Spectre de Au et de Ag dans une pépite d'or éluvionnaire.

Microsonde CAMEBAX (Fontainebleau).

Agrandissement : X 2000

Qu'entend-on par "shear-zone aurifère" et qu'est-ce qui les caractérise ?

Nous rappellerons les caractéristiques des shear-zones fournies par M. BONNEMAISON (1986) et nous présenterons ensuite ce qui se rencontre à BOGOIN.

M. BONNEMAISON définit les shear-zones aurifères comme le résultat de l'imprégnation d'anciens filons de quartz stériles et broyés par une minéralisation aurifère tardive alors que la minéralisation filonienne classique résulte d'un remplissage. Cette imprégnation s'effectue à la faveur de phénomènes tectoniques cisailants dont les manifestations se surimposent ou intersectent l'ancienne structure filonienne.

"Ces shear-zones aurifères constituent des structures minéralisées d'ordre kilométrique et de puissance décamétrique qui s'insèrent dans des grands couloirs tectoniques ayant fonctionné durant de longues périodes".

Dans ces couloirs, les broyages liés au phénomène de cisaillement peuvent affecter toutes les formations recoupées y compris les formations filoniennes.

Ces broyages créent des conditions favorables à la circulation des solutions minéralisantes et au piègeage des minéralisations.

Ce piègeage se fait dans les sulfures et dans le quartz microscaccharoïde.

#### a- Dans les sulfures :

S'il existe des sulfures variés, l'or peut se retrouver indifféremment inclus dans les sulfures (pyrite, chalcopryrite, blende, sphène...). Mais souvent, les grains d'or sont liés à une seule phase sulfurée : pyrite ou mispickel.

La présence de grains d'or dans les sulfures n'est pas systématique étant donné que l'or est de type pépitique. Sa présence est donc aléatoire.

b- Dans le quartz micro-saccharoïde :

C'est un phénomène commun des shear-zones aurifères. La présence de sulfures, même en très petite quantité, est nécessaire. L'or forme de petits nuages de particules centrées sur un petit cristal de sulfures ou situé dans l'environ immédiat d'un tel cristal. Les grains d'or qui constituent ces nuages occupent une position intergranulaire dans le quartz.

Dans les deux cas, les sulfures créeraient des conditions favorables à la destabilisation des ions complexes véhiculant l'or et provoqueraient la précipitation de l'or drainé par des fluides hydrothermaux. Ce phénomène se fait tout le long des phases d'activité de la shear-zone.

Remobilisation de l'or par l'activité de la shear-zone

Dans la caisse broyée ou mylonitisée d'une shear-zone aurifère, du quartz blanc laiteux se met en place lors d'une phase de relachement des contraintes. Il se présente en filonnets, de puissance centimétrique à décimétrique et ne montre ni bréchification ni forte déformation intercristallines. Il présente souvent des faciès caractéristiques d'ouverture : géodes à cristaux automorphes, fissures à cristaux de quartz en dents de peigne, faciès en cocarde... Dans les structures très ouvertes, ce quartz évolue vers un quartz hyalin.

Trois types de remobilisation s'observent suivant l'intensité du phénomène de réouverture :

a- Réouverture induisant la mise en place d'un filon de quartz blanc laiteux : en l'absence de sulfures et de quartz saccharoïde, on observe une importante dilution de la teneur initiale en or et un fort effet pépitique.

b- Réouverture ménagée induisant la mise en place d'un stockwerk de quartz blanc laiteux : la réouverture est faible et se manifeste par la formation d'un stockwerk de veinules centimétriques de quartz blanc laiteux. On assiste à la remobilisation de



l'or fin en or pépitique qui se localise préférentiellement aux épontes des veinules du stockwerk. Localement, ce phénomène peut être le moteur d'un enrichissement de la structure.

- c- Réouverture induisant la formation à partir du quartz microsaccharoïde, de quartz microcristallin géodique : l'or se présente sous forme de grains plus grossiers, quelquefois millimétriques, en position intergranulaire ou en remplissage de petites géodes.

### Localisation des zones riches des shear-zones

BONNEMAISON indique deux secteurs favorables à une minéralisation aurifère : les secteurs à forte proportion soit de sulfures, soit de quartz saccharoïde. Ce dernier est fonction de la richesse en silice, de l'intensité du broyage.

Mais il note toutefois que lorsque la shear-zone intersecte une formation de roche basique ou ultrabasique, l'altération hydrothermale donne naissance à la listvénite, roche riche en carbonate de Ca et de Mg et à teneur variable en silice. Dans ces shear-zones "les secteurs qui se sont révélés potentiellement favorables au développement de concentration aurifère obéissent aux mêmes contrôles que ceux précisés précédemment".

### Origine de la minéralisation des shear-zones

La concentration aurifère des shear-zones n'a pas nécessairement une relation génétique avec la roche minéralisée. Elle n'existe que si la roche broyée constitue un piège. Cela est parfois valable pour la relation génétique entre les sulfures et l'or : ce dernier peut provenir d'une source différente de celle des sulfures avec lesquels il cohabite.

## La signature géochimique des shear-zones

BONNEMAISON distingue deux traceurs :

a- Les traceurs semi-stratégiques qui caractérisent la shear-zone elle-même :

α) Les phases minérales : sulfures, carbonates, tourmalines etc.

β) Modification des séries encaissantes par les fluides hydrothermaux (enrichissement en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ , lessivage de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ...).

γ) La présence d'As.

Dans ce cas, les shear-zones encaissées dans les roches basiques et ultrabasiques sont dépourvues de As mais riches en Cu.

b- Les traceurs tactiques qui caractérisent exclusivement les zones riches en or. "Lorsque l'or est systématiquement présent dans un sulfure déterminé, ce traceur sera l'élément caractérisant le sulfure car il y a corrélation génétique entre le sulfure et l'or". C'est ainsi que l'As sera le traceur tactique.

Le Pb est le traceur le plus fréquemment rencontré dans les shear-zones.

Les tableaux 26 a et b résument les caractéristiques paragenétiques de ces shear-zones. Le tableau 27 nous permet de mieux comprendre nos propres observations à BOGOIN.

Le Châtelet		
Stade précoce	Non mûre	Pyrrhotite Stibine I <i>Sidérile</i>
	Mûre	Antimoine natif Aurostibite Mispickel aurifère Berthiérile Marcasite-pyrite Brevetite Blende Chalcoppyrite Stibine secondaire <i>Quartz</i> <i>microsaccharoïde</i>
Stade intermédiaire	?	
Stades tardifs	Jamesonite Chalcostibite Chalcoppyrite Tétrédroite Blende Plegionite Zinkénite <i>Analcrite</i>	

Tabl. 26a Evolution paragenétique de la minéralisation du Châtelet (Creuse).

(BONNEMAISON, 1987)

		Le BOURNEIX	LAURIERAS	BOURSONNEIX
Stade précoce	Non mûre	Pyrrhotite Berthiérile Mispickel I	Pyrrhotite (?) Mispickel (?)	Pyrrhotite  <i>Sidérile</i>
	Mûre	?	?	Molybdénite Antimoine natif Aurostibite Mispickel aurifère Berthiérile Marcasite-pyrite
Stade intermédiaire		Mispickel III <u>Or natif</u> Pyrite Blende Chalcoppyrite Galène I <i>Rutile</i> <i>Quartz</i> <i>microsaccharoïde</i>	Mispickel II <u>Or natif</u> Pyrite Blende à Chalcoppyrite  <i>Rutile</i> <i>Quartz</i> <i>microsaccharoïde</i>	<u>Or natif ?</u>  Blende Stibine  <i>Quartz</i> <i>microsaccharoïde</i> - ? { Bismuthinite Bismuth
Stades tardifs		Galène II Tétrédroite <u>Electrum</u> Jamesonite Boulengerite Samarite Oxyhérite Freibergite Pyrargyrite Polybasite Argyrose <i>Doyleite</i>	Cuivre gris Galène Fermatite	Jamesonite <u>Or natif</u> Chalcoppyrite Cuivre gris Cubanite Fulopite  Blende Bourbonite Galène

Tabl. 26b Exemples d'évolution paragenétique de zones de cisaillement aurifères de stade intermédiaire.

	Stade précoce	Stade intermédiaire
Mispickel	<ul style="list-style-type: none"> <li>- dépôt de mispickel</li> <li>- non zoné</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- zoné</li> <li>- il est le principal sulfure</li> <li>- il est de deuxième génération</li> <li>- il est antérieur à l'or</li> </ul>
Or	- associé au mispickel ou autres sulfures ou disséminé dans le quartz.	<ul style="list-style-type: none"> <li>- libre</li> <li>- pur (Ag &lt; 15 %)</li> <li>- au contact des sulfures ou à leur voisinage.</li> </ul>
Pyrrhotite	La pyrite est destabilisée en marcasite-pyrite	absence de pyrrhotite précoce
Marcasite-pyrite		abondance de marcasite-pyrite caractéristique de la transformation de la pyrrhotite précoce.

Tableau 27: Les caractéristiques des minerais d'un shear-zone d'après la description de M. BONNEMAISON (1987)

Qu'en est-il de BOGOIN ?

Le secteur étudié est, comme nous l'avons dit plus haut, une ceinture de roches vertes particulièrement riche en Ni et Cu. Cette ceinture de roches vertes est prise dans une synforme à valeur synclinale et affectée de fracturation NS, N160 et EW qui ont favorisé une forte altération hydrothermale.

Les fracturations NS qui se poursuivent au Sud sur environ 1 km dans les grès quartziques protérozoïques constituent au niveau de la carrière un stockwerk de filonnets de quartz centimétrique et minéralisé en or.

Ce stockwerk forme une bande d'environ 50 m de large.

Les failles de cisaillement EW, rarement remplies de quartz, déforment aussi bien le stockwerk que la foliation principale orientée NS (fig. 102).

L'étude du quartz de ce stockwerk a montré un quartz précoce laiteux, ocre ou noir comportant un stockwerk de quartz tardif blanc, translucide et saccharoïde. Ce qui laisse à supposer une ouverture du quartz précoce et un remplissage tardif.

L'étude du quartz nous a également montré que les sulfures et l'or se rencontrent aux épontes du quartz tardif mais qu'également ce dernier corrode les sulfures.

L'or natif, libre, se rencontre au voisinage direct du mispickel. Il est fissural dans ce minéral ou interstitiel auprès de ce dernier (ph.4 pl.V ).

La proportion de Ag est inférieure à 15 % (9 %). Le mispickel n'est pas zoné. Il est de première génération et est antérieur à l'or.

La pyrrhotite présente est entièrement ou partiellement destabilisée en marcasite ou en melnicovite. On note une abondance de la marcasite.

La zone minéralisée de BOGOIN constitue bien une shear-zone aurifère, et les dernières caractéristiques paragénétiques correspondent à celles du stade intermédiaire.

L'or qui s'y rencontre serait le résultat d'une remobilisation favorisée par une réouverture ménagée induisant la mise en place de quartz laiteux ocre ou noir.

Le quartz saccharoïde étant stérile à BOGOIN, la zone riche est, comme cela a été dit plus haut, celle riche en sulfures (mispickel et pyrrhotite).

Par conséquent, nous proposons ces deux sulfures comme traceurs tactiques bien que nous n'ayons pas pu doser correctement l'or dans ces minéraux.

Comme les traceurs stratégiques, nous proposons ces mêmes sulfures, la tourmaline et les éléments suivants : Ni, Cu, Pb, As.

## **B/ Hypothèse génétique**

L'étude de la région de BOGOIN nous amène à proposer une ou des hypothèses génétiques, ce qui est un des buts de ce travail.

Le dosage de l'or nous a montré que les roches vertes, qui renferment des anomalies plus significatives que les autres roches étudiées, pourraient être à l'origine de la concentration de ce métal dans les filons de quartz qui les traversent et à leurs épontes. Toutefois, il est difficile de faire une proposition bien fondée quant à la source de l'or. En effet, les teneurs de fond en or des différents termes lithologiques de la ceinture de roches vertes n'ont pas pu être évaluées directement, faute d'un échantillonnage représentatif.

La schistosité de fracture qui affecte cette formation a servi de drain pour des fluides hydrothermaux, qui ont déposé le quartz I et qui l'ont altérée.

Les sulfures aurifères, en particulier le mispickel et la pyrrhotite, se sont déposés dans les fissures des quartz I.

Cette fracturation a permis la circulation de fluides borés (tourmaline) liés à la mise en place de la granodiorite proche, qui ont déposé le quartz II et libéré l'or natif en destabilisant la pyrrhotite en melnicovite et surtout en marcasite. Cet or natif s'est déposé en micropépites dans les fissures du quartz fumé au contact ou au voisinage du mispickel. Ses teneurs modérées ( $\approx 10\%$ ) en Ag caractérisent un stade de dépôt intermédiaire et non tardif.

Ce fluide boré peut être considéré comme mobilisateur. Il n'est toutefois pas exclu que ce même fluide ait été originellement plus ou moins riche en Au, ce qui aurait permis le nourrissage des micropépites libérées des sulfures. Ce serait une forme de nourrissage per ascensum.

Un nourrissage per descensum peut être envisagé à partir de circulations aqueuses à partir des roches vertes latéritisées et où l'or se trouverait sous forme de complexes  $\text{AuCl}_2(\text{OH})^{2-}$  et  $\text{AuCl}(\text{OH})^{3-}$  (BOYLE R.W., 1979), ce qui aurait donné naissance à des pépites spongieuses.

En effet, comme nous l'avons dit plus haut, la latérite est riche en or et peut constituer une source de nourrissage de l'or du quartz filonien. Mais à l'état actuel des observations, nous ne disposons pas d'éléments qui nous permettent de retenir cette hypothèse.

## CHAPITRE VI

### CONCLUSIONS

---





## CHAPITRE VI

### CONCLUSIONS

A l'issue de ce travail qui était centré sur la minéralisation en or de la ceinture des roches vertes, nous tirons les conclusions suivantes.

#### I. GEOLOGIE

D'après la cartographie, les formations métamorphiques en "doigt de gant" dans le complexe granito-gneissique constitueraient une greenstone-belt réputée archéenne. Ces formations sont prises dans une synforme à valeur synclinale plissée. Elles sont affectées par des failles N-S parallèles aux foliations principales et par des failles tardives E-W qui décrochent par des jeux généralement dextres aussi bien les premières failles que la foliation principale.

Une formation gréseuse d'âge probablement protérozoïque supérieur couvre en discordance les formations archéennes.

Les roches vertes du complexe archéen sont constituées de gabbro (norite ?) correspondant à des liquides d'une lignée tholéiitique, de pyroxénite et de péridotite (dunite ?) correspondant aux cumulats de cette lignée tholéiitique.

Le granitoïde, peu étudié, est péralumineux, calco-alcalin, de type S et riche ou pas en K à tendance riche en potassium. Certains de ses caractères correspondent au type I (origine ignée) plutôt qu'au type S (origine sédimentaire) de WHITE et CHAPPELL (1977).

Une partie au moins de ce complexe granitique est intrusive dans le complexe métamorphique, dans les zones très tectonisées qui bordent le "doigt de gant".

Les formations de la ceinture des roches vertes ont subi un métamorphisme régional intermédiaire entre le faciès de schiste vert et le faciès amphibolite. Au Sud, nous avons noté un métamorphisme de phase tardive du début du faciès amphibolite.

## **II. CONTROLES DE LA MINERALISATION**

La minéralisation aurifère connue obéit à un double contrôle lithologique et structural : l'intersection des roches vertes par une zone de cisaillement N.S. La liaison avec les granites est montrée par la présence de tourmaline dans les filons de quartz.

L'or est libre dans les fissures d'un quartz I fumé. Le quartz saccharoïde, translucide et tardif est stérile.

La minéralisation supergène est surtout localisée dans la latérite.

## **III. COMPARAISON AVEC D'AUTRES REGIONS AURIFERES**

### **a) En Centrafrique**

Des greenstone-belts ont été étudiées en Centrafrique par J.L. POIDEVIN (1981, 1984) : celle de BANDA et celle de BOUFOYO.

Un travail plus vaste sur BOGOIN est en cours par M. CORNACCHIA et L. GIORGI.

Mais de ces travaux, nous n'avons des données que sur la minéralisation en or de la ceinture de BOUFOYO où les anomalies en or varient entre 1 et 3 ppm dans les roches vertes (POIDEVIN, 1984). Il a été reconnu des roches de lignée komatiitique à BOUFOYO et dans la greenstone-belt de BANDA, ce que nous n'avons pas rencontré dans le secteur étudié.

Les teneurs en Ni sont comprises entre 94 et 900 ppm à BOUFOYO et à BANDA alors qu'elles atteignent 2 % dans les faciès les plus magnésiens à BOGOIN.

	AGE	DEGRE DE METAMORPHISME	DIRECTIONS DES PLIS	FRACTURATIONS	LITHOLOGIE
CEINTURES PROTEROZOIQUES  (1700-1600 MA)	Panafricaine GOOMA  "Kibaran" 1200 MA	Intrusions granitiques  Greenschist faciès	NS à NNE  NS à NNE	Cisaillements bien développés N-S et failles E-W	<p><u>Métasédiments</u> : quartzites, schistes à quartz - chlorite - biotite - grenats - origine sans doute partiellement volcanique (teneurs élevées en TiO<sub>2</sub>, Cr, Ni)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- schiste à talc-trémolite en bordure des amphibolites associés aux plis, failles... souvent quartz asso.</li> <li>- complexe mafique : surtout amphibolites, essentiellement massives, localement rubanées sous schistosées. Elles sont alors plus riches en chlorite, trémolite, actinote, felsites.</li> </ul> <p>Il y a des termes à <u>anthophyllite</u>, <u>grenat</u>, apatite fréquente.</p>
SOCLE CRISTALLIN	Eburnéenne 2000 MA Hubérienne 2500 MA	amphibolite faciès amphibolite faciès	NS à NNE NS à NNE		<p>Complexe gneisso-migmatitique fréquemment folié Veines leucocrates <u>plissées</u> - "Ptygmatites", felsiques et masses tabulaires de pegmatites fréquentes.</p> <p>Formations rubanées, lits sombres : biotite hornblende.</p>

Tableau 28 : Synthèse des caractéristiques de la ceinture de roche verte du S.W. du Nigeria d'après les descriptions de A.A. ELUEZE (1986).

Les teneurs en éléments hygromagmaphiles (Th, Rb, Y, Zr et TR) sont très basses ou égales à 0 à BOGOIN (nos analyses). Il en est de même de BOUFOYO et de BANDA (groupe 2 et 3) alors que dans le groupe 2 de la ceinture de BANDA, ces éléments ont une teneur élevée (DOSTAL et al, 1984).

#### b) Afrique : Sud-Ouest du Nigeria

Cette formation décrite par ELUEZE A.A.(1986) présente les caractéristiques suivantes : (voir tableau 28).

Ne disposant pas de données sur la minéralisation et d'après le tableau ci-dessus, nous pouvons dire que le greenstone-belt de BOGOIN a des caractères lithostratigraphiques très proches de ceux de la ceinture verte du Sud-Ouest du Nigeria.

#### c) Afrique du Sud : Barbeton

La ceinture de Barbeton est constituée de laves komatiitiques (péridotitique, pyroxénitique et basaltique) et de tholéiites.

Cette ceinture a un âge compris entre 3 500 et 3 800 MA. Elle a été surtout étudiée par VILJOEN et VILJOEN (1969) et SAAGER R. et al (1982).

Dans les komatiites péridotiques, l'olivine constitue 45 à 60 % de la roche (VILJOEN et VILJOEN, 1969). L'olivine est rarement préservée. Elle est transformée en antigorite associée à la chlorite, la trémolite, la magnétite et rarement l'ilménite, la chromite et la pyrite.

La komatiite basaltique est souvent aussi serpentinisée et constituée d'amphiboles aciculaires, d'oligoclase, de chlorite, de zoïsite, d'épidote, de carbonates secondaires et de quartz. Les opaques sont rares à l'exception de flammes de pendlandite dans la pyrrhotite. Les sulfures de Ni ne sont pas rencontrés.

Les différentes proportions d'Au dans les différentes formations de cette ceinture et les relations avec  $Al_2O_3$  et Mg sont indiquées sur la figure 107.

#### d) Les greenstone-belts de Belingwe (Zimbabwe)

Belingwe est distant de 450 km de Harare (Salisbury) et est à l'Est proche du grand dyke.

On distingue à Belingwe un greenstone-belt supérieur qui couvre en inconformité un greenstone-belt inférieur plissé et érodé. Ils sont constitués de komatiites péridotitiques, de komatiites basaltiques et de tholéiites magnésiennes. Le greenstone-belt inférieur est profondément altéré.

La ceinture supérieure ne contient pas d'or. La comparaison de la teneur en or de cette ceinture avec celle de Barbeton et celle de Bogoin a été faite au chapitre précédent (fig. ).

#### e) Le greenstone-belt du NE du Zaïre

Il a surtout été étudié par J.J. LAVREAU (1980). Il s'agit des formations de ZANI et de MOTO. Ces formations appartiennent au Kibalien.

On y distingue le Kibalien inférieur à MOTO et à ZANI, le Kibalien supérieur à MOTO et peut être à ZANI.

Le Kibalien inférieur est constitué de roches métavolcaniques mafiques à intermédiaires et d'itabirites orientés E-ESE.

Un important massif de gabbro à amphibole s'y rencontre. Ces formations sont associées à des tonalites intrusives.

Le Kibalien inférieur est affecté d'un métamorphisme de faciès greenschiste.

Le Kibalien supérieur est constitué de roches volcaniques, de méta-andésite et probablement de quartzite et d'itabirites. Il forme une synforme orientée N-S surimposée sur la structure E-W du Kibalien inférieur. Il est intrudé de granitoïdes de deuxième génération et est daté de  $2\ 510 \pm 64$  MA.

De ces deux formations, nous retenons la similitude pétrographique avec BOGOIN : amphibolite et itabirite, le degré de métamorphisme proche de celui de Bogoin qui est compris entre le faciès schiste vert et le faciès amphibolite.

Mais nous soulignons que seule la direction de la structure du Kibalien supérieur coïncide avec celle de BOGOIN (N-S).

Toutefois, nous n'avons pas rencontré dans le secteur étudié deux ceintures de roches vertes superposées comme au Zaïre et au Zimbabwe.

#### IV. PLAN D'EVALUATION DU POTENTIEL AURIFERE DANS LE SECTEUR DE BOGOIN

##### A/ Intérêt d'une évaluation

De ce qui précède, il est évident que beaucoup de travail reste à faire pour les raisons suivantes :

1- P. ROUX s'est surtout intéressé à l'exploitation des alluvions et n'a débuté celle de la latérite et celle des filons que très tard, vers la fin. Ces exploitations ont été faites à tâton, ce qui explique le caractère sporadique de son travail. Ce qui est aussi l'une des raisons de la fermeture de sa mine.

2- Une bonne connaissance des réserves (tonnages, teneurs) est nécessaire à un bon programme d'exploitation.

3- Notre travail qui n'est qu'une ébauche d'un premier projet d'évaluation s'est surtout situé dans le cadre d'une meilleure connaissance du contexte géologique de la minéralisation primaire et supergène et de leur extension superficielle.

Si le premier objectif a été plus ou moins atteint, le second demande encore à être complété.

L'évaluation du potentiel minier du secteur de BOGOIN doit être complète, c'est-à-dire qu'il faut envisager 3 aspects : 1. évaluation de la zone filonienne connue ; 2. recherche d'extensions de minéralisations filoniennes primaires ; 3. évaluation des concentrations liées aux latérites.

a) Evaluation de la zone filonienne minéralisée connue

Pour ce travail, il faut prévoir :

- un relevé plus complet et plus détaillé des filons et des éponges ;
- évaluer la puissance minéralisée et définir les teneurs (tranchées et éventuellement de petits puits) ;
- définir l'extension horizontale ;
- définir l'extension verticale : étudier la morphologie du plancher d'orthogneiss, le pendage des roches vertes et des filons. Une campagne de géophysique (gravimétrie) suivie de quelques sondages serait adaptée à cet objectif

b) La recherche d'extension supplémentaire

Ceci permettra d'agrandir le gisement. Il faut donc :

- rechercher sous les grès protérozoïques du Sud des filons minéralisés ;
- rechercher des sites comparables à celui de la carrière de ROUX vers le Sud, vers la MPOKO.

c) Les concentrations liées aux latérites

Les teneurs obtenues pendant les campagnes de prospection aurifère antérieures ne donnent pas une idée exacte de la teneur des différents horizons de la latérite ni celle de la latérite elle-même ; car, après forçage des puits qui vont en général des sols meubles recouvrant la latérite aux roches vertes du bed-rock, le lavage à la batée n'est pas sélectif. Il faut donc un travail plus méthodique permettant de déterminer les horizons du profil latéritique les plus riches en or dans l'aire de la carrière ROUX.

Notre faible échantillonnage et la quantité insuffisante de nos analyses ne permettent pas de couvrir ne fut-ce que la zone de la carrière.

Partant de cette carrière, il faut ensuite évaluer l'extension de ces concentrations aurifères dans les placages latéritiques voisins.



## **B/ Plan de travail**

En raison du caractère peu coûteux et facile de l'exploitation éventuelle de la latérite, nous pensons qu'il serait préférable de débiter les travaux par l'étude des concentrations liées aux latérites. Cela permettrait de financer en partie l'évaluation de la zone filonienne minéralisée connue. La recherche d'extension supplémentaire de la minéralisation primaire connue et d'autres zones minéralisées comparables serait abordée comme une troisième étape de l'étude.

Un projet plus précis et détaillé pourrait être élaboré, sur la base de cet avant-projet.

PLANCHES  
=====



PLANCHE I

**PHOTO 1:** les blocs de latérites sur les roches vertes (bordure est de la carrière). Noter la latérite creusée pour l'extraction de l'or.

**PHOTO 2:** Latérite bréchique à éléments de calcaire sur les itabirites ("Montagne de fer") .

**PHOTO 3:** Grès quartzique protérozoïque (ech. Y8). Grand cristal de feldspath. Les fissures sont remplies de quartz de recristallisation. Les cristaux de feldspaths sont rassemblés en lits et sont allongés selon le litage.

Lame mince; L.P.A. x190.

**PHOTO 4:** Conglomérat protérozoïque supérieur à caractère schisteux.

Sud-Ouest de la carrière.

**PHOTO 5:** Conglomérat protérozoïque supérieur filonnets de de quartz hyalin et de chlorite.

Sud-Ouest de la carrière.

**PHOTO 6:** Métarhyolitoïde (ech. F22). Feldspath entouré de cristaux de tourmaline qui se développent aussi dans les fissures.

Zone de virgation.  
Lame mince; L.P.A. x48.

**PHOTO 7:** Métarhyolitoïde (ech. F23). Cristaux subautomorphes de disthène: sections longitudinales et basales.

Lame mince; L.P.A. x48.

**PHOTO 8:** Métarhyolitoïde (ech.F19). Cristaux de chloritoïde.

Lame mince; L.P.A. x390.

PLANCHE II

**PHOTO 1:** Gneiss fin (ech. BG13). Grenat moulé par la foliation principale exprimée par la muscovite et la chlorite.

Sud-ouest de la carrière.  
Lame mince; L.P.A. x4.

**PHOTO 2:** Roche verte tourmalinisée. Noter les inclusions d'amphiboles dans la tourmaline.  
Lame mince; L.P.A. x4.

**PHOTO 3:** Roche verte à texture massive à olivine serpentinisée (ech. GS27). Noter l'abondance de talc (minéral flexueux) et le fantôme du minéral allongé qui peut être celui d'un pyroxène.

Carrière.  
Lame mince; L.P.A. x190.

**PHOTO 4:** Fantôme de pyroxène amphibolitisé représenté par les oxydes qui remplissent les clivages des amphiboles ou regroupés au centre des amphiboles.  
Carrière.  
Lame mince Ch2; L.N.A. x45.

**PHOTO 5:** Roche verte à texture massive (ech. K5).  
Lame mince; L.P.A. x4.

**PHOTO 6:** Amphibolite, développement de grenat (éch. F32).  
Affleurement de la roche verte du Nord-Ouest.  
Lame mince; L.P.A. x48.

**PHOTO 7:** Roche verte à texture litée. La roche est constituée essentiellement de hornblende et d'actinote - trémolite aciculaires (à noter dans la partie SE et E deux cristaux qui se placent en travers de la foliation principale.

Lame mince; BGOH; L.P.A. x48.

**PHOTO 8:** Gabbro quartzique avec grands cristaux d'amphibole.  
Dyke au Sud du secteur étudié.

PLANCHE III

**PHOTO 1:** Granite à texture équante.  
Nord-Est de la carrière.

Lame mince E7 ; L.P.A. x48.

**PHOTO 2:** Roches vertes tourmalinisée.. Contact roches vertes  
-orthogneiss. La tourmaline renferme des amphiboles  
souvent automorphes Nord-Est de la carrière.

Lame mince GN12 ; L.P.A. x48.

**PHOTO 3:** Orthogneiss très folié, contact avec le roches  
vertes. Les minéraux sombres sont de la biotite et  
de l'amphibole.

Nord-Est de la carrière.  
Ech. E1; x4.

**PHOTO 4:** Granite porphyroïde.  
A l'Ouest de la "Montagne de fer".

Lame mince W1, L.P.A. x48.

**PHOTO 5:** Granite très folié.  
L'Ouest de la "Montagne de fer".

Ech. W24.

**PHOTO 6:** Granite porphyroïde. Chloritisation et muscovitisation  
de la biotite.

éch. KPA.

**PHOTO 7:** Filonnet d'épidote dans le granite.  
L'Ouest de la "Montagne de fer".

Lame mince W1; L.P.A. x48.

**PHOTO 8:** Granite à l'Ouest de la "Montagne de fer". Allanite  
entourée de cristaux d'épidote.

Ech. L.P.A.; x48.

**PHOTO 9:** Séricitisation des plagioclases dans le granite à  
l'Ouest de la Montagne de fer.

**PLANCHE IV**

**PHOTO 1:** Des filonnets d'aprites plissés dans le granite au contact NE avec les roches vertes.

**PHOTO 2:** Une aprite plissée dans des amphibolites avec bourrage dans les charnières.

Contact NE avec le granite.

**PHOTO 3:** Filon aplitique refermant une enclave d'amphibolite. Noter que la foliation affecte l'aprite.

Contact NE des amphibolites avec le granite.

**PHOTO 4:** Pegmatites diffusées et plissées dans le granite à l'Ouest de la "Montagne de fer".

**PHOTO 5:** Pegmatites de deuxième génération sécante sur la foliation principale et sur l'aprite de première génération.

Noter les grands cristaux de feldspath aux bordures de la pegmatite de deuxième génération.

**PHOTO 6:** Plis semblables de phase principale dans les itabirites, "Montagne de fer".  
La point du crayon indique le plongement de l'axe de pli vers le Sud.

**PHOTO 7:** Plis d'entraînement cylindriques à axe vertical liés à des fractures N80 dans les itabirites, "Montagne de fer".

**PHOTO 8:** Filon de quartz Nord-Sud recoupé par une schistosité de fracture N70 "Montagne de fer".

PLANCHE V

**PHOTO 1:** Vue d'une tranchée suivant un filon minéralisé.

Extrémité sud de la carrière.

**PHOTO 2:** Détail d'une tranchée avec un stockwerk NS et de pendage vertical de quartz minéralisé dans des roches vertes.

Extrémité sud de la carrière.

**PHOTO 3:** Faille plate (45° vers le Sud-Ouest) et de direction N135. Parois d'une tranchée à l'extrémité sud de la carrière.

**PHOTO 4:** L'or natif fissural dans le mispickel.

Section polie CH10. Filon de quartz de la carrière x400.

**PHOTO 5:** L'or natif au contact du mispickel.

Section polie CH10, filon de quartz dans la carrière.

**PHOTO 6:** Marcasite dans les fissures du quartz. Noter la relation marcasite et tourmaline.

Section polie GS6, carrière .

**PHOTO 7:** Marcasite dans un filon de quartz provenant de la destabilisation de la pyrrhotite.

**PHOTO 8:** Chalcopyrite fissurale dans la formation siliceuse litée.

Ech. F8, lame polie. x160.

**PHOTO 9:** Pyrite avec des plages de chalcopyrite essentiellement fissurales. Noter que la pyrite est automorphe, fracturée et corrodée.

ech. F8, Lame polie. x160.





PL I



1



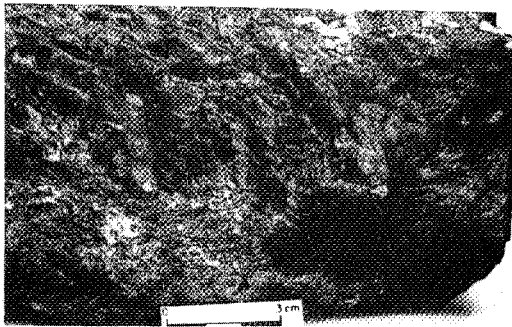
2



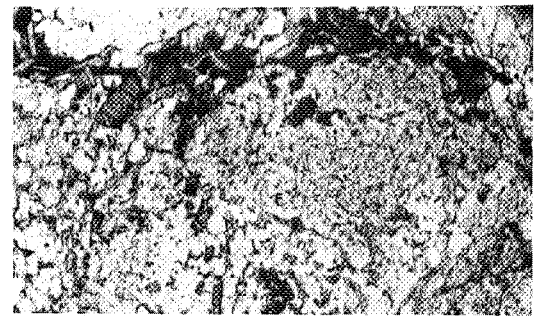
3



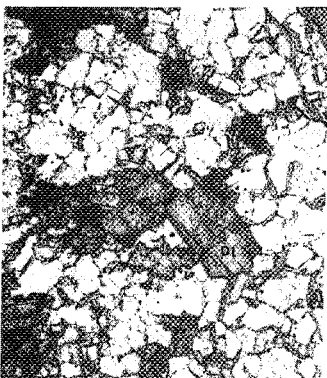
4



5



6



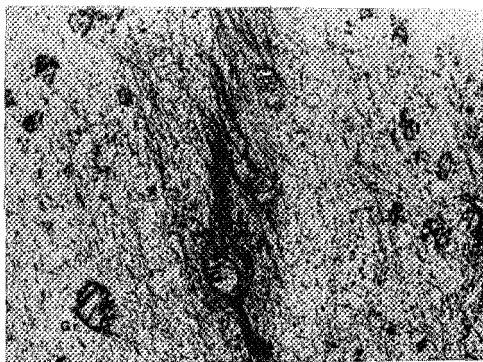
7



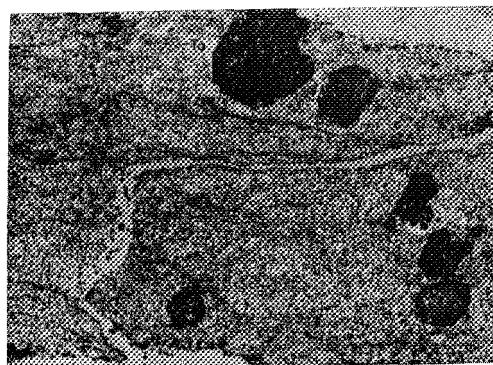
8



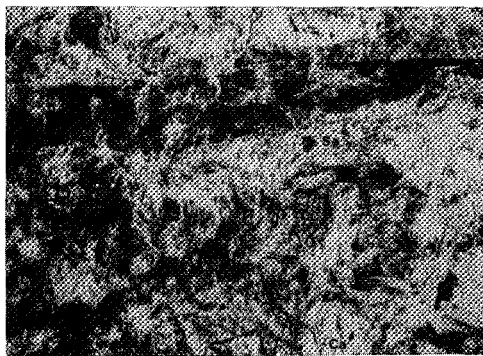
PL II



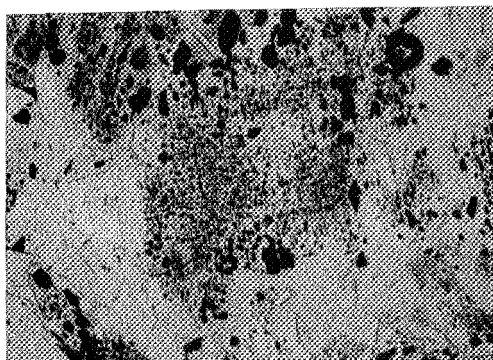
1



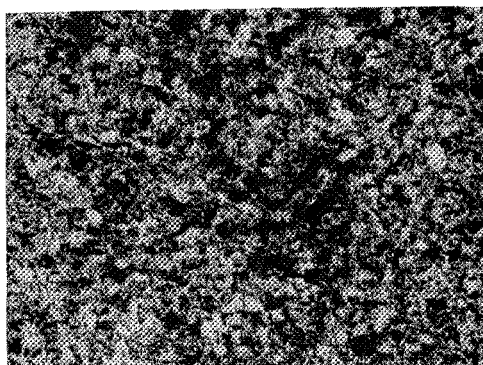
2



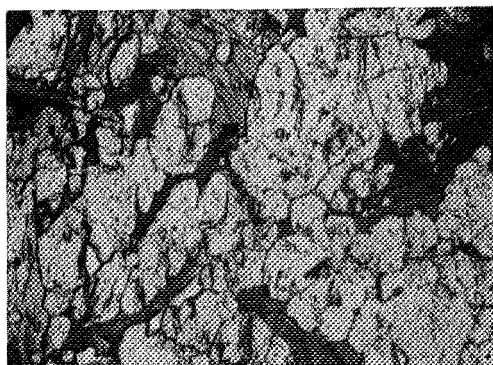
3



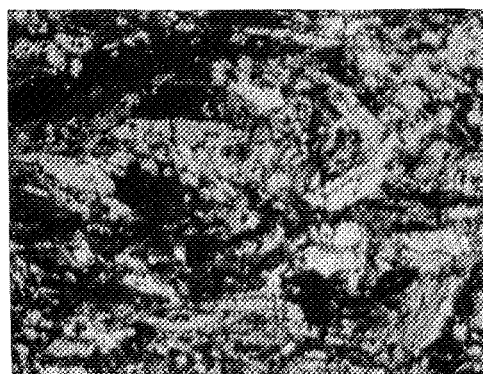
4



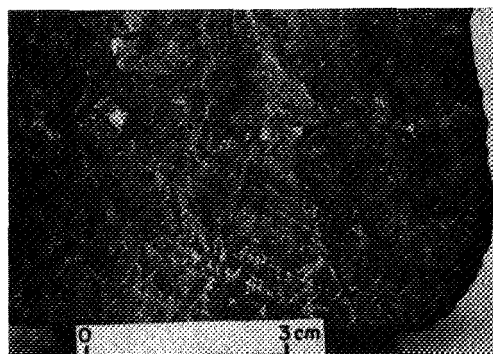
5



6



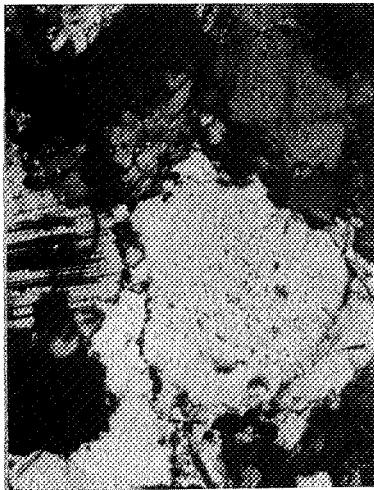
7



8



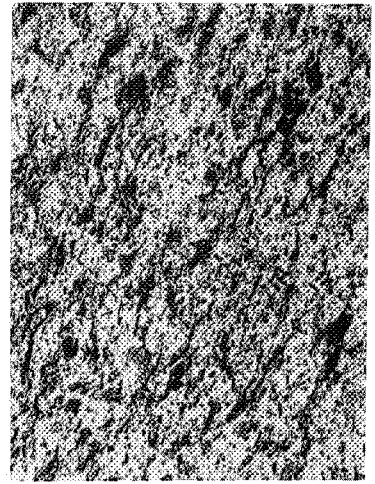
# PL III



1



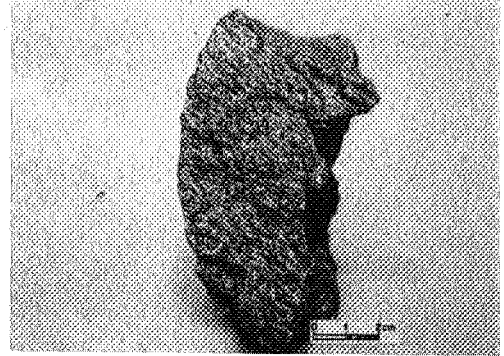
2



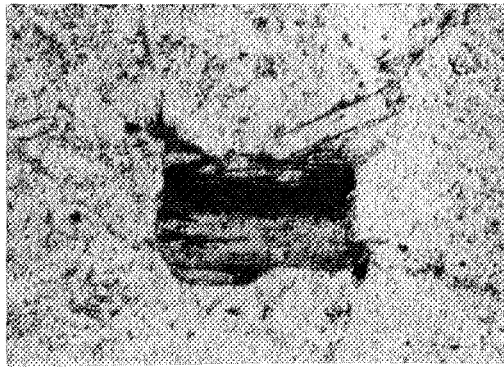
3



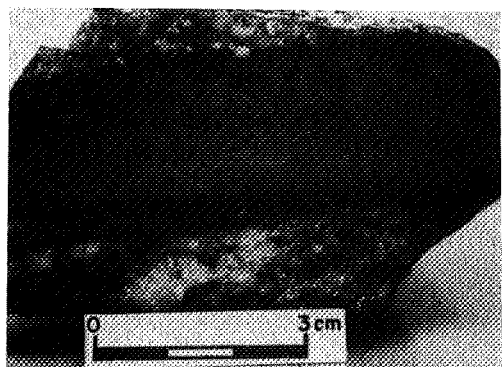
4



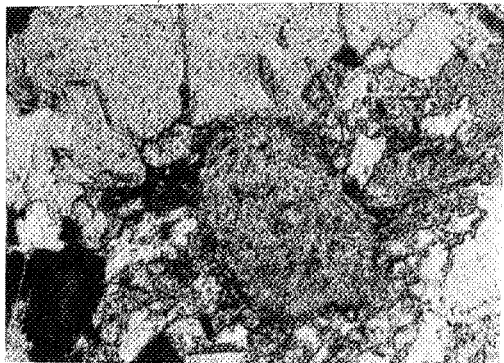
5



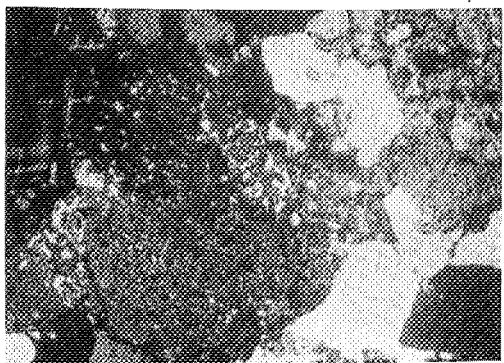
6



7



8

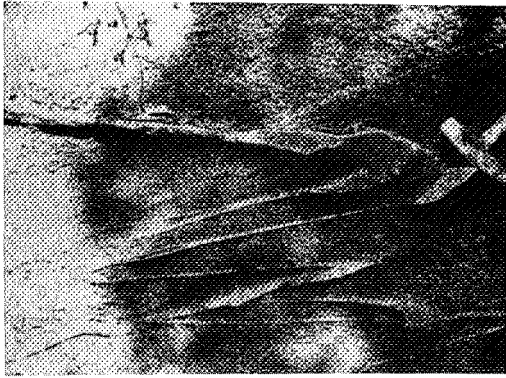


9

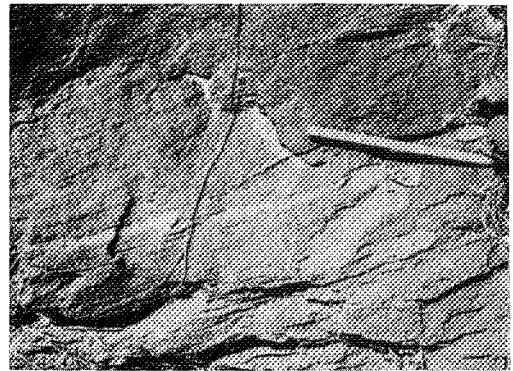




# PL IV



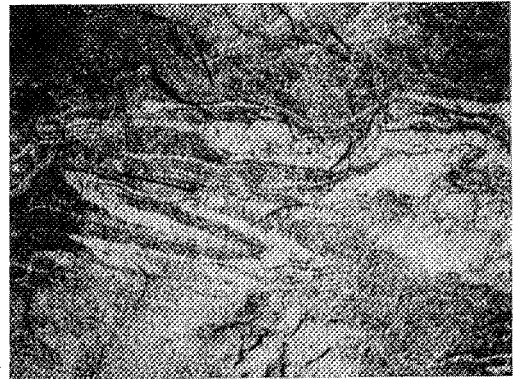
1



2



3



4



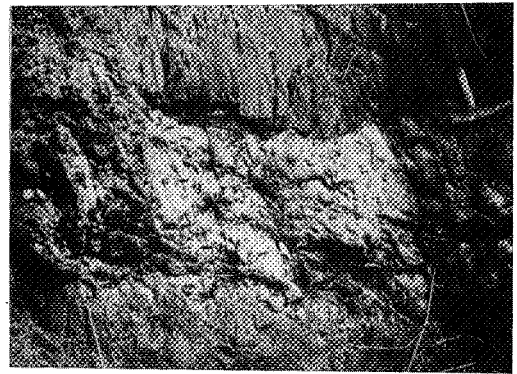
5



6



7



8

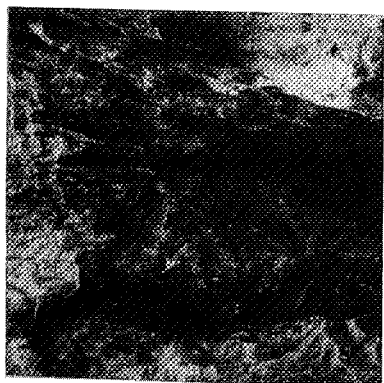




# PL V



1



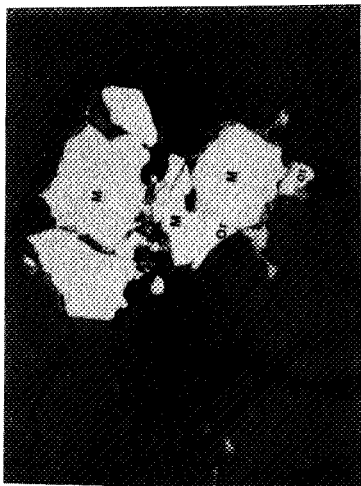
2



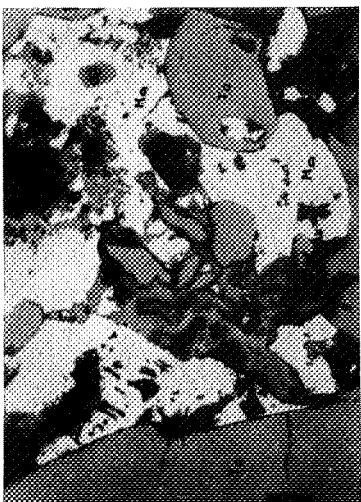
3



4



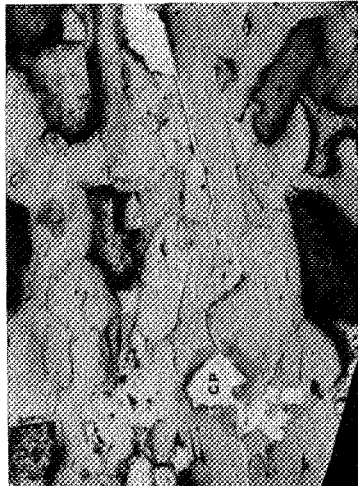
5



6



7



8



9



R E F E R E N C E S  
=====

B I B L I O G R A P H I Q U E S  
=====



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

- ANHAEUSSER C.R., MASON R., VILJOEN M.J. and VILJOEN R.P. (1969) : A reappraisal of some aspects of precambrian shield geology. Geol. soc. Am. Bull., 80, 2175-2200.
- APOSTOLOU A., ARION M., BOSTINESCU S. et BIRLEAA V. (1972, inédit) : Rapport géologique concernant les travaux de révision géologique et minière du gisement de fer de BOGOIN, sous-préfecture de DAMARA (RCA). Rapport dactylographié DGMG. BANGUI (RCA).
- ARNDT N.T. et NISBET E.G. (Ed. 1982) : Komatiites.
- AURIOL M. (1963) : Gisement de fer de Bogoin. Inédit. 9 p.dactylographiées, 4 pl. joints. Archives DMG-RCA.
- BABET V. (1935) : Esquisse géologique provisoire de la région comprise entre Bangui et la frontière du Cameroun. Chron. Min. co., Paris, mai 1935, n°38, 160-164., carte géol.
- BABET V. (1939) : Sur les roches de soubassement de la région entre Bangui et le Cameroun. Publ. Bureau Etudes Géol. min. col., Paris, n°110, 17-40, carte géol. à 1/1 000 000, 1 coupe.
- BEBIEN J., GAGNY C. et ROCCI G. (1980) : La place du volcanisme dévonodinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. Colloque C 6 : Géologie de l'Europe, 26e C.G.I., Paris, 213-225.
- BELLIÈRE J. (1971) : Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. Annales de la Société géol. de Belgique, T.94, 1971, 249-263.
- BERTHOUMIEUX G. & DELANY Melle F. (1956) : Mission diamant Ouest-Oubangui. Rapport inédit. Archives DMG-RCA.

- BERTHOUMIEUX G. & DELANY Melle F. (1957) : Mission diamant dans l'Ouest-Oubangui. Bull. Dir. Mines Géol., A.E.F., n°8, 77-86, 1fig.
- BIGOTTE & BONIFAS G. (1968) : Etats nouveaux sur la géologie de la région de BAKOUMA (préfecture du MBOMOU - République centrafricaine).
- BONNEMAISON M. (1986) : Les "filons de quartz aurifères" : un cas particulier de shear-zone aurifère. Chron. rech. Min., n°482, mars 1982.
- BONNEMAISON M. & MAROUX E. (1987) : Les zones de cisaillement aurifères du socle hercynien français. Chron. rech. Min., n°488, 29-42.
- BOYLE R.W. (1979) : The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospectives for the element). Commission géologique du Canada, Energie, Mines et ressources, Canada, 1979.
- CABANIS B. (1986) : Identification des séries magmatiques dans les roches métamorphiques sur la base des critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Arméricain. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments en trace. Thèse d'Etat, Paris VI.
- CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J. and VAIL J.R. (1984) : The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press 512 p.
- CANN J.R. (1969) : Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. Journ. Petrol., 10, I, 1-19.
- CANN J.R. (1970) : Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. Earth Planet. sc. Letters, 19, 290-300.
- CONDIE K.C. (1976) : Traces elements geochemistry of Archean greenstone belts. Earth Sci. Review, 12, 393-417.
- CONDIE K.C. (1981) : Archean greenstone belts. Development in precambrian geology 3. Elsevier scientific Publishing Company, Amsterdam.

- CONDIE K. C., VILJOEN M.J. and KABLE E.J.D. (1977) : Effects of alteration element distribution in Archean tholeiites from Barbeton greenstone belt. South Africa.  
Cont. Mineral. Petrol., 64, 75-89.
- CORNACCHIA M. & GIORGI L. (1986) : Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République centrafricaine. Annales du Musée Royal de l'Afrique centrale , Belgique, Série 8, n°93, 1986.
- COX K., BELL J.D. and PANKHURST R.J. (1984) : The interpretation of igneous rocks. London, George ALLEN and UNWIN.
- DEER W.A., HOWIE R.A et ZUSSMAN J. (1982) : Rock forming minerals. Willian Clowes and Svas, limited, London and Beccles.
- DELAFOSSE R. (1960a) : Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuille Fort Archambault-Est avec notice explicative. Publication DMG-A.E.F.
- DELAFOSSE R. (1960b) : Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuille Ouanda Djallé-Ouest avec notice explicative. Publication DMG-A.E.F.
- DELAFOSSE R. (1960c) : Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuille Ouanda Djallé-Est avec notice explicative. Publication DMG-A.E.F.
- DELANY F. (1956a) : Notes sur les outils préhistoriques de l'Ouest-Oubangui. Inédit. archives DMG-RCA.
- DELANY F. (1956b) : Les outils préhistoriques et leur importance dans les graviers diamantifères. Notes inédites. Archives DMG-RCA.
- DELANY F. (1957a) : rapport de mission dans l'Est-Oubangui. Inédit, 34 p., 14 pl. et graphiques. archives DMG-RCA.



- DELANY F. (1959) : Etude des grès de Mouka-Ouadda et des gisements diamantifères de l'Oubangui oriental. Bull. Dir. Mines Géol. A.E.F. n°12, 41-45.
- DELANY F. & DELORME J. (1956) : Etude préliminaire de la série argilo-gréseuse de la région diamantifère de l'Ouest Oubangui, Afrique Equatoriale française. C.R. XXe Congr. géol. int. Mexico. Commission Gondwana, 65-72.
- DELORME J. (1952) : Rapports et notes diverses. Inédits. Archives CM00.
- DOSTAL J., DUPUY C. & POIDEVIN J.L. (1984) : Geochemistry of precambrian basaltic rocks from the Central African Republic (Equatorial Africa). Can. J. Earth Sc., V.22, 653-662.
- ELUEZE (1986) : Petrology and gold mineralisation of the amphibolite belt, Ilesha area, S.W Nigeria. Geol. Min., NLD 1986, Vol.65 n°3, 189-195.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER S.A. (1975) : Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. soc. Lett., 27, 211-218.
- FONTEILLES M. (1976) : Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse d'Etat, Paris.
- GERARD J. (1961) : Rapport de fin de coupure. Contribution à l'étude géologique et minière de la région de Bossangoa (République Centrafricaine). Inédit. 3, T.209, p.11 pl. ann. Archives DMG-RCA.
- GERARD J. (1963) : Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuille Bossangoa-Est avec notice explicative. Publication BRGM.
- GERARD G. et J. (1952a) : Stratigraphie du Précambrien de l'Oubangui-Chari occidental. Bull. soc. géol. Fr. 6e série, T.II, 467-483, 2 fig. biblio.

- GERARD G. et J. (1952b) : Stratigraphie du précambrien d'Oubangui-Chari occidental (A.E.F.) et essai de corrélation avec les territoires voisins. XIXe congr. Géol. int. Alger, Assoc. Serv. géol. Afr., 145-153.
- GERARD G. et J. (1953) : Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuille Berberati-Ouest avec notice explicative. Dir. Mines. Géol. A.E.F., Brazzaville, 31 p., biblio.
- GERARD J. et MESTRAUD J.L. (1958a) : Rapport de fin de mission 1958 sur la coupure Zemio-Djema. Géologie. Inédit, 112 p. ronéo., 12 cartes ann. Archives DMG-RCA.
- GERARD J. et MESTRAUD J.L. (1958b) : Rapport de fin de mission 1958. Coupure Zemio-Djema. Géologie appliquée. Inédit, 15 p. ronéo., 4 pl., 29 tabl. Archives DMG-RCA.
- HASSANE-NACHIT (1985) : Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. CRAS, Paris, T.301, série 2, n°11, 813-818.
- HATTORI H., SUGISAKI R. and TANAKA T. (1972) : Nature of hydration in Japanese paleozoic geosynclinal basalt. Earth Planet. Sc. Letters, 15, 271-285.
- HELLMANN P.L et HENDERSON P. (1977) : Are rare earth elements mobile during spilitization ? Nature, 267, 38-40.
- HELLMANN P.L., SMITH R.E. et HENDERSON P. (1979) : The mobility of the rare earth elements : evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. Contr. Mineral. Petrol., 71, 23-44.
- HEY M.H. (1954) : A new review of the chlorites. Min. Mag. V.30, p.277.
- HOLLAND S.S. (1944) : Lode-gold deposits North-Eastern British Colombia and Cariboo and Hobson creak areas. British Colombia dep. Mines, Bull., n°20, part 6, 16 p.

- JENNER G.A. (1981) : Geochemistry of the Archean yellowknife supergroup. *Geochemica et cosmochimica acta*, V.45, n°7, 1111-1129.
- JENSEN L.S. (1976) : A new method of classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario division of Mines, Miscellaneous, paper 66.
- JORON J.L., CABANIS B. & TREUIL M. (1983) : Méthodes d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments traces. Comparaison avec les séries récentes : exemples d'application. *Bull. Centre Rech. exploration Production Elf-Aquitaine*, 7, 273-284.
- KUNO H. (1968) : Differentiation of basalt magmas in the "Poldervaart traverse on rocks of basaltic composition". ed. Hess Interscience Publishers, 2, 623-688.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. (1982) : Plutonic rock types series : discrimination of various granitoid series and related rock. *Journ. of volc. and Geoph. research*, 14, 169-186.
- LEAKE B.E. (1978) : Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogy*, V.63, 1023-1052.
- LEGOUX P. & HOURQ V. (1943) : Esquisse géologique de l'A.E.F. (notice explicative de la carte géologique provisoire dde l'A.E.F. au 1/3 500 000). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, n°1, 96 p., 1 carte géol. h-t couleurs à 1/3 500 000.
- LENKCHEVITCH P. (1953a) : Rapport de fin de mission en Oubangui. Inédit. Archives BRGM.
- LEPPERT (1962) : Plan de la carrière de BOGOIN au 1/500.
- LOUIS P. (1960) : Essai de prospection géophysique dans l'Ouest de la République Centrafricaine. Inédit. archives DMG-RCA.

- MAC QUEEN K.G. (1981) : Volcanic associated nickel deposits from around the widgeimootha Dome, Western Australia. Econ. Geol., 76, 6, 1417-1443.
- MASON D.R. and McDONALD J.A (1978) : Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea - Solomon Island region : a reconnaissance study. Econ. Geol., 73, 857-877.
- MAUREL-PALACIN D. (1985) : Etude des filons polymétalliques (W,Au,Ag...) au Sud de Mirandela (Trás-os-Montes, Portugal). relations avec les granites. Thèse de 3e cycle, Paris.
- MESTRAUD J.L. (1982) : Géologie et ressources minérales de la République Centrafricaine. Etat des connaissances à fin 1983. Mémoires du BRGM, n° 60.
- MORIN N. (1959a) : Rapport de fin de mission sur les grès de Carnot. Inédit. archives C.E.A.
- MORIN N. (1959b) : Prospection générale de la Série de Mbaïki. Rapport de fin de campagne. Inédit, 15 p. dactylo., 5 cartes ann. Archives C.E.A.
- MUECKE G.K., PRIDE C. and SARKAR P. (1979) : Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. In : origin and distribution of the elements. Proc. Second Unesco Symposium, L.H. Ahrens, ed. Pergamon, Press, 449-464.
- MULLEN E.D. (1983) :  $MnO/TiO_2/P_2O_5$  : A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth planet. sci. Letters, 62, 53-62.
- NICKLES M. (1952a) : Les formations géologiques de la cuvette tchadienne. In : Rapport de la Commission scientifique du Logone et du Tchad, Paris, 13 p., 1 schéma géol. à 1/1 000 000.

- NICKLES M. (1952b) : Carte géologique de l'Afrique Equatoriale Française et du Cameroun, en collaboration avec V. HOURCQ. Publ. Dir. Mines et Géol. A.E.F. et Service Mines Cameroun, 109 p., biblio., 3 feuilles géol. à 1/2 000 000.
- PEARCE J.A. (1982) : Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries in andesites thorpe éd.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973) : Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. Earth Planet. sc. Letters, 19, 290-300.
- PICOT P. & MARCOUX E. (1987) : Nouvelles données sur la métallogénie de l'or. C.R. ac. sc., Paris T.304, série II, n°6, 221-226.
- POIDEVIN J.L. (1976a) : Les formations du Précambrien supérieur de la région de BANGUI (RCA). Bull. soc. géol. France T.XVIII, n°4, 999-1003.
- POIDEVIN J.L. (1976b) : Echelle stratigraphique des formations précambriennes de Centrafrique (E.C.A.). Congr. Géol., Montpellier 1976.
- POIDEVIN J.L. (1981) : Archean greenstone belt from CAR. Precambrian Research, 16, 157-170.
- POIDEVIN J.L. (1986) : Données nouvelles sur le complexe amphibolitique de l'Ouham (RCA). 11e Réunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand, 1986, soc. géol. Fr. ed. Paris, p.146.
- POIDEVIN J.L., ALABERT J. et MIAUTON J.D. (1980/1981) : Géologie des séries du Précambrien Supérieur de la région de BAKOUMA (République Centrafricaine). Bull. BRGM (2e série), sect.IV, n°4, 311-318.
- POUIT G. (1954) : Rapport de fin de mission 1954 dans la coupure Fort Crampel-Ouest. Géologie appliquée. Inédit.
- POUIT G. (1955a) : Etude géologique et prospection du secteur de Bogoin. Anciennes mines ROUX. Inédit. 1 vol., 15 p., 4 pl. ann. Archives DMG-RCA.

- POUIT G. (1955b) : Etude géologique et prospection du secteur de Pata-Route Bangui Damara. Inédit, 10 p., 7 pl. ann. Archives DMG-RCA.
- POUIT G. (1959) : Etude géologique des formations métamorphiques, granitiques et charnockitiques de la région de Fort Crampel (Oubangui-Chari). Thèse. Bull. DMG-A.E.F., n°13.
- SAGGER R., MEYER M. and MUFF R. (1982) : Gold distribution in supra Crustal rocks from archean greenstone belts on South-Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alp ; Metallogenic and geochemical implications. Economic geol. and the Bull. of soc. of Ec. géol. V.77, n°II, 1-24.
- STEMPROK M. (1979) : Mineralized granites and their origine episodes, vol.3.
- STREIKESEN A. (1976) : To each plutonic rock its proper name. earth Sc. Reviews, 12, 1-33.
- TREUIL M. & JORON J.L. (1975) : Utilisation de éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la mobilisation quantitative du processus magmatique : exemple de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. Soc. it. per. , Milano, V.XXXI, 1, 125-174.
- TREUIL M. & JORON J.L. (1979) : Géochimie de éléments hygromagmaphiles. Coefficients de partage minéraux/liquide et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. Bull. soc. fr. mineral. crital., 102, 402-409.
- VENNETIER (1984) : Atlas de la République Centrafricaine. Ed. Jeune Afrique 1984.
- VINCENT E.A. and CROCKET J.H. (1960a) : Studies of the geochemistry of gold I. East Greenland. Geochimica et cosmochimica Acta, V.18, 130-142.

- VINCENT E.A. and CROCKET J.H. (1960b) : Studies in the geochemistry of gold II. The content of some basic and ultrabasic rocks and stone meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V.18, 143-148.
- VILJOEN M.J. and VILJOEN R.P. (1969) : Archean vulcanicity and continental evolution in the Barbeton region, Transvaal. In *African magmatism and tectonics*.
- VILJOEN R.P., SAAGER R. and VILJOEN M.J. (1970) : Some thoughts on the origin and process responsible for the concentration of gold in the Early Precambrian of South Africa. *Mineralium Deposita*, n°5, 164-180.
- WACRENIER Ph. (1954a) : Coupures géologiques Bangui-Ouest et Mbaïki. rapport annuel Serv. Géol. A.E.F. 1954, 45-48.
- WACRENIER Ph. (1954b) : Trois esquisses géologiques au 1/200 000 : Bangui, Fort-Sibut et Bagangolo. Inédit. Archives DMG-RCA.
- WACRENIER Ph. (1954c) : Carte géologique au 1/200 000 Zinga-Mbaïki. Inédit. Archives DMG-RCA.
- WACRENIER Ph. (1955) : Esquisse géologique au 1/400 000. Coupure Bangui-Ouest. Inédit. Archives DMG-RCA.
- WACRENIER Ph. (1960) : Rapport de fin de mission, 1960. Mission Bangui-Ouest. Institut Equatorial de recherches et d'études géologiques et minières.
- WHITE J.R. & CHAPPELL (1977) : Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* (Amsterdam, 43, 7-22).
- WINCHESTER J.A. et FLOYD P.A. (1976) : Geochemical magma type discrimination : application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sc. Letters*, 28, 459-469.

- WINKLER H.G.F. (1979) : Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-verlag New-York, Heidelberg, Berlin, 348 p.
- WOLFF Ph. (1962) : Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuilles Nola avec Notice explicative. IRGM, Brazzaville.
- WOOD D.A., JORON J.L., TREUIL M. (1979) : A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. Earth Planet. Sc. Letters, 45, 326-336.





L I S T E  
=====

D E S  
=====

F I G U R E S  
=====



## LISTE DES FIGURES

1. Situation de la R.C.A.
2. Relief et hydrographie de la R.C.A. et situation de BOGOIN.
3. Carte de localisation des principaux lieux cités dans le texte.
4. Données climatiques.
5. Colonne stratigraphique schématique des dépôts fluviatiles quaternaires.
6. Colonne stratigraphique schématique du tertiaire continental.
7. Colonne stratigraphique schématique de la série fluvio-lacustre secondaire de MOUKA-OUADDA et de CARNOT-BERBERATI.
8. Colonne stratigraphique schématique des séries fluvio-glaciaires primaires.
9. Colonne stratigraphique schématique de la série de NOLA.
10. Succession stratigraphique de la série de BANGUI-MBAIKI.
11. Colonne stratigraphique de la série de BAKOUMA.
12. Colonne stratigraphique schématique du complexe de base.
13. Colonne stratigraphique de la R.C.A.
14. Croquis structural et tectonique de la R.C.A.
15. Carte géologique de BOGOIN et localisation des échantillons analysés (zone nord).
16. Carte géologique de BOGOIN et localisation des échantillons analysés (zone sud).
17. Carte et succession stratigraphique de BOGOIN.
18. Parois ouest de la carrière avec différents niveaux de la latérite.
19. Le grès-quartzite protérozoïque, son contact avec les formations archéennes et les déformations qui l'affectent.
20. Affleurements de quartzite très recristallisé à mouchetures rosées et trous alignés.
21. Coupe interprétative de l'anticlinal dans le grès-quartzite.

22. Fente de tension et remplissage de chlorite et de quartz hyalin, galets allongés selon la foliation du conglomérat de base.
23. Remplissage de quartz et de chlorite et remplissage horizontal de quartz dans le conglomérat de base.
24. Les relations entre les minéraux du métarhyolitoïde.
25. Localisation des points d'analyse à la microsonde des minéraux du métarhyolitoïde.
26. Carte de la zone de la carrière.
27. Transformation progressive du plagioclase dans les différents faciès du gneiss et variation de texture du sommet vers la base de la formation.
28. Localisation des analyses des minéraux du gneiss.
29. La répartition de la chlorite du gneiss dans le diagramme de M. H. HEY (1954).
30. La répartition des biotites du gneiss dans le diagramme de Deer et al. (1962).
31. Le contact nord-est des roches vertes avec le granite.
32. Texture granoblastique orientée (carrière).
33. Les formations de pyroxène dans les amphiboles, éch. CH32.
34. Les premières phases de l'orientation dans le faciès à texture granoblastique intermédiaire, éch. BG11.
35. Foliation correspondant à l'allongement des cristaux d'amphibole déformée par une contrainte postérieure.
36. Localisation des points analysés dans les amphiboles des roches vertes GN3, CH6, BG14, BG04.
37. Echantillon de roches vertes au contact des itabirites à l'ouest de la "Montagne de fer".
38. Localisation des points analysés sur les minéraux des roches vertes F32, GS27.
39. Répartition des amphiboles des roches vertes dans le diagramme de E. LEAKE (1978).
40. Distribution des chlorites dans le diagramme de M.H. HEY (1954).
41. Illustration de la chronologie relative de la formation des minéraux primaires et de métamorphisme dans les roches vertes.

42. Le dyke de gabbro-quartzique dans la formation volcano-sédimentaire archéenne et le pointement d'itabirite dans les grès quartzite protérozoïque.
43. L'affleurement du dyke gabbro-quartzique de la Walembou.
44. Amphibole poecilitique avec inclusion de chlorite et quartz (éch. F11).
45. Foliation exprimée par la biotite souvent chloritisée, éch. F11.
46. Répartition des analyses de l'amphibole dans le diagramme de M.H. HEY (1978).
47. Répartition des analyses de la biotite dans le diagramme de DEER W.A. et al (1962).
48. Définition des chlorites d'après la nomenclature de M.H. HEY (1954).
49. Le granite de BOGOIN dans le contexte régional d'après la carte géologique de la RCA (J.L. MESTRAUD, 1964).
50. Le granite de BOGOIN d'après la carte de Bangui-ouest (Ph. WACRENIER, 1953, 1954, 1959).
51. Enclave d'amphibolite dans un aplite au sein des roches vertes ; affleurement au NE de la carrière.
52. Affleurement d'orthogneiss à l'Est de la carrière.
53. Coupe interprétative du contact nord-est.
54. Les aplites dans les amphibolites.
55. Les différents aspects du plagioclase dans le granite.
56. Les affleurements du granite de l'Ouest de la "Montagne de fer".
57. L'affleurement de la roche verte du flanc occidental du synclinal entre le granite et l'itabirite
58. Carte de la zone du village.
59. Phénocristaux de feldspath, contournés par la fluidalité ; affleurement de granite au Sud-Est de BOGOIN.
60. Traînées feldspathiques et biotitiques marquant la fluidalité.
61. Pegmatites entrecroisées ; Est du village de BOGOIN.
62. Gneiss avec intercalations des rubans pegmatiques et de rubans gneissiques très durs. Affleurement à l'Ouest de BOGOIN.

63. Répartition des micas noirs dans le diagramme de DEER et al (1962).
64. Répartition des feldspaths du granite dans le diagramme Or-Al-An.
65. La nomenclature des différents amphiboles d'après la classification de LEAKE (1978).
66. Nomenclature des ortho-chlorites et des chlorites oxydés d'après M.H. HEY (1954).
67. Carte structurale du secteur de BOGOIN.
68. Coupes d'après la carte géologique.
69. Les principales déformations de la couverture protérozoïque et le caractère du contact de cette couverture avec les formations métamorphiques.
70. Schéma expliquant la discordance sous les itabirites.
71. Les champs de stabilité des associations minérales résultant du métamorphisme (WINKLER, 1976) et le champ des principaux faciès minéraux du métamorphisme.
72. La répartition de ceintures archéennes dans le monde (a) et la carte idéale de ceinture de roches vertes archéennes (d'après ANHAEUSSER et al, 1969) (b).
73. Le comportement des éléments chimiques des roches vertes pendant l'altération météorique.
74. Variation des éléments en trace dans les roches vertes pendant l'altération météorique.
75. Variation des éléments majeurs pendant le métamorphisme des roches vertes.
76. Variation des éléments en trace pendant le métamorphisme des roches vertes.
77. Variation des majeurs dans les roches vertes pendant l'altération hydrothermale.
78. Variation des éléments en trace dans les roches vertes pendant l'altération hydrothermale.
79. L'étude du comportement du magma parent des roches vertes pendant la différenciation d'après le diagramme S.I-oxydes de KUNO (1968).
80. Répartition de roches vertes dans le diagramme Ni-MgO de Mc Queen (1981).
81. Spectre des éléments en trace normalisés au MORB.

82. Diagrammes Y-MgO (a) log-log Y-MgO (b) et Y-Zr (c).
83. L'identification des lignées des roches vertes d'après le diagramme de JENSEN (1976).
84. La répartition des roches vertes dans le diagramme AFM.
85. Les roches vertes dans le diagramme  $Al_2O_3$ -(FeO +  $Fe_2O_3$ )-MgO de M. FONTEILLES (1976).
86. Diagramme  $P_2O_5$  (%) - Zr (ppm) de WINCHESTER et FLOYD (1976).
87. Diagramme Al-Ca-Mg.
88. Diagramme  $Al_2O_3$ -MgO-TiO<sub>2</sub> x5 de BEBIEN et al (1980).
89. Diagramme PEARCE et CANN (1973).
90. Répartition des amphiboles.
91. Diagrammes SiO<sub>2</sub>-oxydes de granitoïdes et des métarhyolitoïdes.
92. Variation des granitoïdes dans le diagramme Q-Or-Ab (STREIKENZEN, 1976).
93. Diagramme AFM de la formation granito-gneissique.
94. Spectres des éléments en trace normalisés au MORB granitoïdes et métarhyolitoïde.
95. La typologie magmatique du granitoïde de BOGOIN d'après le diagramme de HASSAN NACHITT et al (1985).
96. Le comportement des éléments en trace du métarhyolitoïde.
97. Vue partielle de la carrière.
98. Les sulfures des roches vertes. Echantillon F32.
99. Les différents aspects des sulfures dans les roches vertes. Echantillon F32.
100. Le champ filonien dans les environs de la minéralisation d'or.
101. Front de taille : travaux miniers dans les roches vertes (a) ; passage d'une faille Est-Ouest (b) et filons de quartz sub-verticaux (c).
102. Extrémité sud de la carrière. Failles de cisaillement à jeu normal pentées  $\approx 45^\circ$ .
103. Les relations entre les différents quartz des filons aurifères de la carrière.



104. Les différents modes de croissance du quartz filonien. Etude d'une esquille de quartz au MEB.
105. Les principales associations minérales dans les filons de la carrière.
106. Plan de la carrière de BOGOIN.
107. Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$  de SAAGER et al (1982).
108. Vue partielle au MEB d'une pépite d'or natif moulant des baguettes de tourmaline.
109. Spectre de Au et de Ag dans une pépite d'or éluvionnaire.

L I S T E  
=====

D E S  
=====

T A B L E A U X  
=====



## LISTES DES TABLEAUX

1. La succession dans la série de NOLA d'après les travaux de J.P. WOLFF (1953, 1963a).
2. La succession dans la série de BANGUI-MBAIKI d'après les descriptions de J.L. MESTRAUD (1982) et celles de J.L. POIDEVIN (1976).
3. La série de BAKOUMA d'après J.L. POIDEVIN et al (1980/1981).
4. Corrélations suggérées entre le supergroupe lindien et les terrains similaires au Nord du ZAIRE et de la R.C.A. (CAHEN et al, 1984).
5. La chronologie des phénomènes tectoniques proposée par LENKCHEVITCH (1953, inédit).
6. Succession stratigraphique de la région de BOGOIN.
7. Analyses à la microsonde CAMEBAX des minéraux du métarhyolitoïde.
8. Analyses à la microsonde des minéraux du gneiss.
9. Les différents pôles des grenats analysés.
10. Analyses à la microsonde des minéraux des roches vertes.
11. Analyses à la microsonde des minéraux du gabbro-quartzique.
12. Analyses à la microsonde des minéraux des granitoïdes.
13. Critères de définition des types I et S (in D. MAUREL-PALACIN, 1985).
14. Caractères typologiques des granites du secteur de BOGOIN.
15. Les analyses des roches vertes à la fluorescence X.
16. Analyses des granitoïdes.
17. Analyses du métarhyolitoïde.
18. Analyses à la microsonde CAMEBAX des sulfures dans la roche verte.
19. Analyses d'or et de sulfures d'un filon de quartz. (Echantillon CH10).
20. Succession proposée d'après les relations chronologiques observées au microscope.

21. Résultats du dosage d'or en trace et infratrace sur les échantillons du champ filonien de BOGOIN par spectrométrie d'absorption atomique.
22. Dosage de l'or dans les roches vertes par absorption atomique.
23. Résultat du dosage de l'or dans le gneiss fin par absorption atomique.
24. Résultat du dosage de l'or dans les itabirites.
25. Analyses de l'or éluvionnaire.
26. Evolution paragénétique de la minéralisation du châtelet, Creuse (BONNEMAISON, 1987) (a) et exemple d'évolution paragénétique des zones de cisaillement aurifères de stade intermédiaire (b).
27. Les caractéristiques des minerais d'un shear-zone d'après la description de M. BONNEMAISON, 1987).
28. Synthèse des caractéristiques du greenstone-belt du S.W. du NIGERIA (ELUEZE, 1986).